



Propriétés hydrodynamiques du mascaret et de son influence sur la dynamique sédimentaire. Une approche couplée en canal et in situ (estuaire de la Sée, Baie du Mont Saint Michel)

Lucille Furgerot

► To cite this version:

Lucille Furgerot. Propriétés hydrodynamiques du mascaret et de son influence sur la dynamique sédimentaire. Une approche couplée en canal et in situ (estuaire de la Sée, Baie du Mont Saint Michel). Interfaces continentales, environnement. Université de Caen, 2014. Français. NNT : 2014CAEN1005 . tel-01061118

HAL Id: tel-01061118

<https://theses.hal.science/tel-01061118>

Submitted on 5 Sep 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université de Caen Basse-Normandie

Ecole doctorale SIMEM

Thèse de doctorat

présentée et soutenue le 28 mars 2014

par

Lucille Furgerot

pour obtenir le

Doctorat de l'Université de Caen Basse-Normandie

Spécialité : Terre Solide et Enveloppes Superficielles

**Propriétés hydrodynamiques du mascaret et de son influence
sur la dynamique sédimentaire**

**Une approche couplée en canal et *in situ*
(estuaire de la Sée, Baie du Mont Saint Michel)**

Directeur de thèse : *Bernadette Tessier*
Co-directeur de thèse : *Dominique Mouazé*

Jury

Tiago ABREU, Assistant-Professor, School of Engineering Polytechnic of Porto
Jean-Paul PARISOT, Professeur, UMR EPOC, Université de Bordeaux

(Rapporteur)
(Rapporteur)

Eric BARTHELEMY, Professeur, UMR LEGI, Université de Grenoble
Alain CRAVE, CR CNRS, UMR Géosciences Rennes, Université de Rennes 1
Emmanuel MIGNOT, Maître de Conférences, UMR LMFA, INSA de Lyon
Thierry MULDER, Professeur, UMR EPOC, Université de Bordeaux

(Examineur)
(Examineur)
(Examineur)
(Examineur)

Pierre LUBIN, Maître de Conférences HDR, UMR I2M, Université de Bordeaux

(Invité)

Bernadette TESSIER, DR CNRS, UMR M2C, Université de Caen
Dominique MOUAZE, Maître de Conférences, UMR M2C, Université de Caen

(Directrice)
(Co-encadrant)

Liste des symboles

ADCP	: Acoustic Doppler Current Meter
ADV	: Acoustic Doppler Velocimeter
ASM	: Argus Surface Meter
BP	: Before Present
CSF	: Corey Hape Factor
CTD	: Conductive, Temperature, Depth
LDV	: Laser Doppler Velocimeter
MES	: Matières en suspension
NTU	: Unité de Turbidité Néphélométrique
OBS	: Optical Backscattering Sensor
PK	: Point Kilométrique
PK	: Point Kilométrique
TKE	: Energie cinétique turbulente (en J/m ³)
ZTM	: Zone de Turbidité Maximum
A_1	: section de la rivière (m ²)
a_w	: amplitude des éteules (m)
B_1	: largeur du chenal (m)
C	: concentration en MES (g/L)
C_{ADV}	: concentration calculée à partir de l'ADV (g/L)
C_{blanc}	: concentration mesurée dans les échantillons blancs (g/L)
C_{mes}	: concentration mesurée (g/L)
$C_{réel}$: concentration réelle (g/L)
C_{th}	: concentration théorique (g/L)
Cu	: cohésion non drainée (Pa)
D^*	: diamètre adimensionnel (m)
d_1	: hauteur initiale de la rivière (m)
d_2	: hauteur après le passage du bore (m)
d_{10}	: diamètre efficace (10 % de l'échantillon) (m)
d_{50}	: diamètre médian (50 % de l'échantillon) (m)
d_{90}	: 90 % de l'échantillon (m)
d_b	: hauteur du bore (m)
d_{max}	: hauteur maximum atteinte (m)
d_{moy}	: hauteur moyenne après le passage du bore (m)
E	: flux d'érosion (kg/m ² /s)
f_0	: fréquence d'émission (Hz)
f_1	: fréquence reçu par le récepteur (Hz)
Fr_1	: nombre de Froude en amont du ressaut
Fr_2	: nombre de Froude en aval du ressaut
Fr_c	: nombre de Froude critique

g	: accélération de la gravité (m/s^2)
h_G	: espace entre fond et porte (m)
ks	: épaisseur de rugosité de Nikuradse (m)
Ku	: Kurtosis
L_w	: longueur d'onde des éteules (m)
Q	: débit de la rivière (m^3/s)
$q_{s,c}$: flux de matières en suspension ($\text{kg/m}^2/\text{s}$)
Re^*	: Reynolds de grain
s	: ($s = \rho_s/\rho$) densité relative des particules dans l'eau
Sk	: Skewness
T	: période des éteules (s)
U_b	: vitesse du bore (m/s)
U^*	: vitesse de frottement sur le fond (m/s)
U	: vitesse instantanée longitudinale (m/s)
\overline{U}	: vitesse moyenne longitudinale (m/s)
u'	: fluctuation de vitesse longitudinale (m/s)
V	: vitesse instantanée transversale (m/s)
\overline{V}	: vitesse moyenne transversale (m/s)
v'	: fluctuation de vitesse transversale (m/s)
V_1	: vitesse d'écoulement avant le passage du mascaret (m/s)
V_2	: vitesse d'écoulement après le passage du mascaret (m/s)
W	: vitesse instantanée verticale (m/s)
\overline{W}	: vitesse moyenne verticale (m/s)
w'	: fluctuation de vitesse verticale (m/s)
w_s	: vitesse de chute (m/s)
$w_{s,m}$: vitesse de chute dans un fluide chargé (m/s)
z	: élévation verticale (m)
z_0	: longueur de rugosité (m)
τ_e	: contrainte critique d'érosion (N/m^2)
τ_0	: contrainte sur le fond (N/m^2)
τ_{turb}	: contrainte turbulente (N/m^2)
τ_{visq}	: contrainte visqueuse (N/m^2)
τ_y	: rigidité (Pa)
θ	: nombre de Shields
θ_{cr}	: nombre de Shields critique
ρ	: masse volumique de l'eau (kg/m^3)
ρ_s	: masse volumique des sédiments (kg/m^3)
μ	: viscosité dynamique du fluide (kg/m/s)
ν	: viscosité cinématique du fluide (m^2/s)
κ	: constante de Karman. Constante $\kappa=0.4$
σ	: tension de surface (N/m)

Table des matières

INTRODUCTION GENERALE	1
CHAPITRE 1 : ETAT DES CONNAISSANCES SUR LE MASCARET	5
1. INTRODUCTION	7
2. ANALOGIE THEORIQUE	11
2.1. Ressaut hydraulique	11
2.2. Du ressaut hydraulique au mascaret	12
2.3. Modélisation d'un mascaret	15
2.3.1. <i>Réflexion d'un courant sur une paroi</i>	15
2.3.2. <i>Rupture de barrage</i>	16
3. CONDITIONS DE FORMATION DU MASCARET	17
3.1. Morphologie	18
3.1.1. <i>Morphologie globale des estuaires</i>	18
3.1.2. <i>Morphologie locale</i>	21
3.2. Conditions hydrodynamiques	22
3.2.1. <i>Marnage</i>	22
3.2.2. <i>Débit de la rivière</i>	24
3.2.3. <i>Autres paramètres influençant le mascaret</i>	25
3.3. Equilibre fragile du bore	26
4. RAPPELS SUR QUELQUES PROCESSUS HYDRO-SEDIMENTAIRES	27
4.1. Turbulence et couche limite	28
4.2. Interaction turbulence / particules	31
5. PROCESSUS HYDRO-SEDIMENTAIRES – DONNEES EXPERIMENTALES : LABORATOIRE ET TERRAIN	34
5.1. Ecoulement avant, pendant et après le passage du mascaret	34
5.2. Contraintes turbulentes – TKE	38
5.3. Influence du mascaret sur les sédiments	40
5.3.1. <i>Erosion et transport en suspension des sédiments</i>	40
5.3.2. <i>Déformation des dépôts sédimentaires par le passage d'un mascaret</i>	42
5.4. Salinité et température	45
6. PARENTHESE NUMERIQUE	46
7. CONCLUSION	49
CHAPITRE 2 : LA BAIE DU MT ST MICHEL ET SES MASCARETS	51
1. PRESENTATION GENERALE DE LA BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL	53

1.1.	Cadre géographique et géologique	53
1.2.	Contexte hydro-sédimentaire	55
1.2.1.	<i>Marnage et vitesses des courants de marée dans la Baie du Mont-Saint-Michel</i>	55
1.2.2.	<i>Régime des vents, houles et agitations</i>	58
1.2.3.	<i>Le régime hydrologique de la Sée et de la Sélune</i>	60
1.2.4.	<i>Flux sédimentaires dans la baie du Mont-Saint-Michel</i>	63
1.3.	Le mascaret dans la baie du Mont-Saint-Michel	68
2.	LE SITE DE MESURE	70
2.1.	Choix du site « le Bateau »	71
2.2.	Caractéristiques du site du Bateau (marnage, débit, bathymétrie)	72
3.	ETAT DES CONNAISSANCES SUR LE SEDIMENT DU SITE D'ETUDE	76
3.1.	Origine et facies de la tange	77
3.2.	Propriétés physiques de la tange	80
3.2.1.	<i>Propriété thixotropique de la tange</i>	81
3.2.2.	<i>Tassement & perméabilité de la tange</i>	82
3.2.3.	<i>Paramètres critiques d'érosion</i>	84
3.2.4.	<i>Tange en suspension et phase de dépôt</i>	95
4.	CONCLUSION	100
CHAPITRE 3 : CARACTERISATION DE L'ÉCOULEMENT D'UN MASCARET		103
1.	INTRODUCTION	105
2.	METHODES DE MESURE DE LA VITESSE ET DES EVOLUTIONS DE SURFACE LIBRE	106
2.1.	Méthodes de mesure des vitesses de l'écoulement	106
2.1.1.	<i>ADV (Acoustic Doppler Velocimeter) : principe de fonctionnement, qualité du signal, limite de la technique et caractéristiques des ADV</i>	107
2.1.2.	<i>Etalonnage des ADV en laboratoire en fonction de la concentration en MES et de la turbulence</i>	110
2.1.3.	<i>ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) : principe de fonctionnement</i>	116
2.1.4.	<i>Comparaison des méthodes acoustiques (ADV vs. ADCP)</i>	118
2.1.5.	<i>La LDV (Laser Doppler Velocimeter)</i>	119
2.2.	Mesure de la surface libre	120
2.2.1.	<i>Mesures de surface libre in situ : vidéos et capteur de pression</i>	120
2.2.2.	<i>Mesures de surface libre en laboratoire : capteurs ultrasonore et visualisation</i>	121
2.3.	Autres mesures : bathymétrie, vitesse du bore	122
3.	CONDITIONS INITIALES DES EXPERIMENTATIONS	124
3.1.	Conditions des mesures dans la baie du Mont-Saint-Michel	124
3.1.1.	<i>Instrumentation d'un site avec le développement d'un mascaret</i>	124
3.1.2.	<i>Conditions initiales de la Sée</i>	125
3.2.	Modélisation d'un mascaret en canal à courant	127
3.2.1.	<i>Choix de la modélisation et du matériel expérimental</i>	127
3.2.2.	<i>Choix des conditions initiales – présentation des trois cas d'étude</i>	129
3.2.3.	<i>Conditions initiales de vitesse (V1)</i>	130
3.2.4.	<i>Répétabilité de la simulation en laboratoire</i>	133
3.3.	Les effets d'échelle – Similitude de Froude	136
4.	ANALYSE DE LA SURFACE LIBRE PENDANT LE DEVELOPPEMENT DU MASCARET	140
4.1.	Profil temporel de surface libre	141

4.2.	Etude du front du mascaret	143
4.3.	Etude des éteules	146
4.3.1.	<i>Amplitude, longueur d'onde et profondeur maximale</i>	147
4.3.2.	<i>Comparaison avec la bibliographie</i>	149
5.	COMPORTEMENT DE L'ÉCOULEMENT LORS DU DÉVELOPPEMENT D'UN MASCARET	153
5.1.	Description globale de l'écoulement <i>in situ</i> et en laboratoire	154
5.1.1.	<i>Cartes spatio-temporelles des vitesses dans l'écoulement et profils verticaux globaux</i>	154
5.1.2.	<i>Evolution des vitesses (U, V et W) en un point</i>	160
5.1.3.	<i>Accélération de l'écoulement</i>	165
5.1.4.	<i>Contrainte visqueuse de cisaillement dans la colonne d'eau</i>	169
5.2.	Caractéristiques turbulentes de l'écoulement au passage du mascaret	172
5.2.1.	<i>Contraintes turbulentes tangentielles</i>	172
5.2.2.	<i>Intensité de l'énergie cinétique turbulente (TKE)</i>	173
5.3.	Etude préliminaire sur l'évolution des caractéristiques de la couche limite lors d'un développement de mascaret simulé en canal	176
6.	CONCLUSION	181
<hr/> CHAPITRE 4 : DYNAMIQUE DES MATIERES EN SUSPENSION DE L'ECHELLE DU MASCARET A CELLE DE LA MAREE		183
1.	INTRODUCTION	185
2.	METHODES DE MESURE SUR LES MATIERES EN SUSPENSION (MES) : CONCENTRATION ET GRANULOMETRIE	186
2.1.	Méthode acoustique de mesure des concentrations : Calibration du signal ADV	187
2.1.1.	<i>Calibration de l'ADV (Acoustic Doppler Velocimeter) Vector</i>	190
2.1.2.	<i>Etalonnage de l'ADV Vectrino</i>	191
2.2.	Méthode optique de mesure de concentration : Calibration de l'OBS et de l'ASM Argus	192
2.2.1.	<i>OBS (Optical Backscatter Sensor)</i>	193
2.2.2.	<i>Perche Argus © ASM (Argus Surface Meter)</i>	196
2.3.	Méthode par prélèvement direct : mesures de concentration et analyse granulométrique	197
2.3.1.	<i>Echantillonnage in situ – méthode de prélèvements</i>	197
2.3.2.	<i>Calibration des prélèvements in situ</i>	200
2.3.3.	<i>Analyses des MES au granulomètre laser</i>	203
2.4.	Comparaison des méthodes de mesure de la concentration en MES utilisées <i>in situ</i>	204
3.	EVOLUTION DES CONCENTRATIONS EN MES SUR UN CYCLE DE MAREE AVEC LE DEVELOPPEMENT D'UN MASCARET	206
3.1.	Evolution des concentrations en MES dans la colonne d'eau à l'échelle d'un cycle de marée soumis au développement d'un mascaret	208
3.2.	Evolution des concentrations en MES dans la colonne d'eau pendant le passage du mascaret	217
3.3.	Conclusion sur l'évolution des concentrations en MES sur des cycles de marées impactés par un mascaret	222
4.	EVOLUTION DES CONCENTRATIONS EN MES A LONG TERME (PLUSIEURS CYCLES DE MAREES DE VIVES EAUX) – INFLUENCE DE FACTEURS EXTERIEURS	223
5.	EVOLUTION DE LA GRANULOMETRIE DE LA MATIERE EN SUSPENSION	228

5.1.	Choix des échantillons et sources d'erreurs sur la mesure	229
5.1.1.	<i>Choix des échantillons</i>	229
5.1.2.	<i>Conditions d'analyse et sources d'erreurs</i>	230
5.2.	Choix des paramètres granulométriques à étudier et résultats	231
6.	CONCLUSION	237
<hr/> CHAPITRE 5 : DISCUSSION		241
1.	INTRODUCTION	242
2.	ESTIMATION DU TRANSPORT SEDIMENTAIRE	242
3.	ORIGINE DES MATIERES EN SUSPENSION TRANPORTEES LORS D'UN CYCLE DE MAREE AVEC LE DEVELOPPEMENT D'UN MASCARET	245
3.1.	Evolution de la salinité sur le site du Bateau	246
3.2.	Affouillement autour de la perche ASM	248
3.3.	Evolution du fond sédimentaire à court terme	249
3.4.	Effet du passage d'un mascaret sur le sédiment en place	253
3.5.	Evolution du fond sédimentaire sur le long terme	258
4.	ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DU PASSAGE DU MASCARET	260
4.1.	Méthodes d'analyses des déformations observées dans la baie du Mont-Saint-Michel	262
4.2.	Observations des déformations de surface	264
4.3.	Enregistrement sédimentaire en carottes sur le site du « Bateau » et du méandre d'Argenne	269
4.4.	Discussion et interprétation de ces structures	276
<hr/>		
	CONCLUSION	281
	LISTE DES FIGURES	283
	BIBLIOGRAPHIE	301
<hr/>		
	LIVRET DES ANNEXES	321
1.	ANNEXE 1 : CONFIGURATION DES ADV ET PRESENTATION DES DIFFERENTS FILTRES UTILISES SUR LES DONNEES D'ETALONNAGE	322
1.1.	Configuration des ADV	322
1.2.	Orientation des ADV	323
1.3.	Filtres utilisés	324
1.4.	Résultats de la concentration en MES à partir de l'ADV Vector	325
2.	ANNEXE 2 : RESULTATS DE L'H-ADCP	326
3.	ANNEXE 3 : ANALYSE DE LA SURFACE LIBRE	327
4.	ANNEXE 4 : SUPPLEMENT SUR LE PRINCIPE DE MESURE DE LA LDV (LASER DOPPLER VELOCIMETER)	330
5.	ANNEXE 5 : CALIBRATION DE L'OBS ET APPLICATION AUX MESURES <i>IN SITU</i>	332
5.1.	Paramètres influents sur la mesure	332

5.2. Quelques résultats de la concentration en MES mesurée par un OBS lors du passage d'un mascaret	332
6. ANNEXE 6 : PRINCIPE DE GRANULOMETRIE PAR LASER	334
6.1. Principe de la méthode	334
6.2. Paramètres statistiques	335
6.3. Résultats granulométriques	337
7. ANNEXE 7 : ANALYSES GRANULOMETRIQUES PAR TAMIS ET LOUPE BINOCULAIRE	341
8. ANNEXE 8 : CAROTTES	343
9. ANNEXE 9 : ARTICLE DU CONGRES COASTAL DYNAMICS 2013	346
10. ANNEXE 10 : ARTICLE ACCEPTE DANS IAS SPECIAL PUBLICATION	347

Introduction générale

La thèse s'est déroulée dans le cadre du projet ANR « Mascaret ». Ce projet de 4 ans (décembre 2010 à décembre 2014) a pour objet l'étude hydrosédimentaire des mascarets par mesures in situ, modélisation en laboratoire et simulations numériques. Ce projet regroupe trois laboratoires (M2C à Caen, Pprime à Poitiers et I2M à Bordeaux) avec des moyens et des compétences différentes.

Lors des grandes marées, le flot rencontre le courant des rivières et crée alors une vague appelée le mascaret. C'est un spectacle observé depuis des millénaires et qui se produit sur tous les continents excepté l'antarctique. Au XVI^{ème} siècle, Bernard Palissy s'interroge sur le phénomène et le décrit de la manière suivante (écrit en vieux français) :

« L'on appelle mascaret une grande montaigne d'eau qui se fait en la riviere de Dourdongne, vers les contrees de Libourne, [...] lors que la montaigne fait son cours, elle renverse tous les bateaux qu'elle trouve en son chemin : parquoy les habitans limitrophes de la riviere, quand ils voyent le mascaret en sa formation, ils se prennent soudain à crier de toutes parts : garde le mascaret, garde le mascaret, et les batteliers qui pour lors sont en la riviere s'enfuyent és rivages, pour sauver leurs vies, qui autrement seroyent pres de leur fin. »

Depuis, ce phénomène a largement été décrit et médiatisé mais il reste peu étudié par la communauté scientifique en raison de sa complexité.

Un mascaret représente le front de la propagation de la marée dynamique dans un estuaire. Cette propagation se traduit par la formation d'une onde qui remonte en amont des rivières estuariennes. Le développement d'un mascaret est le résultat de la combinaison de plusieurs facteurs : la propagation de la marée en milieu peu profond, la genèse d'un ressaut hydraulique, l'hydrologie du fleuve et la morphologie globale et locale de l'estuaire. Deux types de mascaret sont observés selon les conditions environnementales : le mascaret déferlant (5 % des cas) et le mascaret ondulé (95 %).

Si les modélisations physiques et numériques, et les études théoriques ont permis d'avancer dans la compréhension du phénomène, la dynamique hydro-sédimentaire d'un mascaret se développant en milieu naturel est encore mal connue. Cela est en grande partie dû à la difficulté

d'instrumenter ce phénomène brutal *in situ* (instrumentation non adapté, phénomène de forte énergie, accessibilité des sites souvent limitée). Il est pourtant admis que le mascaret a une forte influence sur la dynamique sédimentaire estuarienne, induisant une érosion importante et un transport accru vers l'amont de sédiments, de polluants, d'organismes vivants...

Le mascaret impacte directement ou indirectement i) les flux sédimentaires; ii) la dynamique écologique très riche des estuaires ; iii) la navigation qui peut s'avérer dangereuse ; iv) les risques d'inondations lors de surcote importante ; v) la stabilité des berges ; vi) l'affouillement au pied de constructions (pont, digue de chenalisation...)



Photographies du mascaret du Turnagain Arm (Alaska) (à gauche) et du mascaret du Benak (Malaisie)

C'est dans cette problématique que s'inscrit ce travail de thèse. Si les mascarets ont été largement décrits d'un point de vue modélisation physique, il existe encore très peu d'études *in situ*. Ainsi, l'objectif du présent travail est de caractériser le développement du mascaret et son impact sur les milieux estuariens.

Pour y répondre, nous avons adopté une double approche couplant une étude du mascaret par modélisation en canal et une étude par mesures et observations *in situ*. Le site naturel sélectionné pour l'étude *in situ* est l'estuaire de la Baie du Mont-Saint-Michel. Cette stratégie d'études couplées nous a permis d'accéder à des mesures aussi bien de rhéologie du sédiment présent *in situ*, d'hydrodynamique (vitesses et turbulence), de transport sédimentaire (concentration en matières en suspension et de granulométrie) et de sédimentologie (enregistrement sédimentaire de l'impact d'un mascaret).

Cette stratégie se reflète dans la structure du manuscrit où chaque chapitre répond à une partie de la problématique:

Le premier chapitre réalise la synthèse des travaux qui ont été conduits sur le développement des mascarets à travers le monde. Cet état de l'art permet de dégager les questions essen-

tielles qui restent à résoudre, et d'orienter plus précisément la problématique. Une réflexion est d'ores et déjà menée sur les conditions de formation d'un mascaret à l'aide des observations réalisées *in situ*.

Dans le Chapitre 2, le site d'étude, c'est-à-dire l'estuaire de la baie du Mont-Saint-Michel, est décrit, en insistant sur les processus globaux hydro-sédimentaires. Les mascarets se développant dans cet estuaire sont localisés, et un site d'étude est choisi. Une synthèse sur les propriétés physiques de la tange, sédiment spécifique de la Baie du Mont-Saint-Michel, est réalisée avec l'apport de mesures telle que la cohésion non drainée.

Le 3^{ème} Chapitre est consacré à la caractérisation de l'écoulement d'un mascaret. Une description du matériel utilisé est proposée (instrumentation *in situ* et dispositif de simulation en canal) avec un travail préliminaire d'étalonnage en laboratoire. Une réflexion est menée sur le calcul du nombre de Froude, choisi pour comparer les évolutions de surface libre des mascarets instrumentés. Des résultats de vitesse et de turbulence sont ensuite discutés en comparant les deux approches (laboratoire et terrain) et les deux types de mascarets (ondulé et déferlant).

Le Chapitre 4 aborde la problématique du transport sédimentaire, depuis l'échelle du mascaret jusqu'à celle de la marée. Un travail important a été réalisé dans le choix des instruments pour mesurer la concentration en matières en suspension (MES). Tous les systèmes utilisés ont été étalonnés et comparés. Un modèle d'évolution de la concentration en MES lors d'un cycle de marée avec le développement d'un mascaret est proposé. Les résultats d'analyses granulométriques de ces MES sont également présentés.

Le dernier Chapitre développe une discussion qui porte principalement sur l'influence du mascaret sur les sédiments. Des calculs de transport sédimentaire sont proposés. Le modèle d'évolution des concentrations en MES est confronté avec l'évolution des paramètres de salinité et de température. L'étude de l'évolution du fond sédimentaire lors du passage du mascaret, nous apporte des réponses sur l'origine des MES. Des processus de liquéfaction et déformation du sédiment sont décrits et leur lien avec le mascaret interprété. Cela nous permet de caractériser la signature du passage du mascaret dans un enregistrement sédimentaire.

Le manuscrit est complété par une brève conclusion qui met en avant les apports principaux de cette étude, suivie de quelques perspectives.

Chapitre 1

Etat des connaissances sur le mascaret

1.	INTRODUCTION	7
2.	ANALOGIE THEORIQUE	11
2.1.	Ressaut hydraulique	11
2.2.	Du ressaut hydraulique au mascaret.....	12
2.3.	Modélisation d'un mascaret.....	15
2.3.1.	<i>Réflexion d'un courant sur une paroi.....</i>	<i>15</i>
2.3.2.	<i>Rupture de barrage.....</i>	<i>16</i>
3.	CONDITIONS DE FORMATION DU MASCARET	17
3.1.	Morphologie	18
3.1.1.	<i>Morphologie globale des estuaires.....</i>	<i>18</i>
3.1.2.	<i>Morphologie locale</i>	<i>21</i>
3.2.	Conditions hydrodynamiques.....	22
3.2.1.	<i>Marnage.....</i>	<i>22</i>
3.2.2.	<i>Débit de la rivière.....</i>	<i>24</i>
3.2.3.	<i>Autres paramètres influençant le mascaret</i>	<i>25</i>
3.3.	Equilibre fragile du mascaret.....	26
4.	RAPPELS SUR QUELQUES PROCESSUS HYDRO-SEDIMENTAIRES.....	27
4.1.	Turbulence et couche limite	28
4.2.	Interaction turbulence / particules.....	31
5.	PROCESSUS HYDRO-SEDIMENTAIRES – DONNEES EXPERIMENTALES : LABORATOIRE ET TERRAIN	34
5.1.	Ecoulement avant, pendant et après le passage du mascaret.....	34
5.2.	Contraintes turbulentes – TKE.....	38
5.3.	Influence du mascaret sur les sédiments	40

5.3.1.	<i>Erosion et transport en suspension des sédiments</i>	<i>40</i>
5.3.2.	<i>Déformation des dépôts sédimentaires par le passage d'un mascaret.....</i>	<i>42</i>
5.4.	Salinité et température	45
6.	PARENTHESE NUMERIQUE.....	46
7.	CONCLUSION.....	49

1. Introduction

Le mascaret est une onde qui se propage dans les rivières de quelques estuaires dans le monde lors du flot des marées à marnage important. Ce phénomène très brutal est à l'origine de nombreuses légendes (Fig.I. 1). Les différentes populations ont donné des noms locaux au phénomène tels que la « *Pororoca* » sur la rivière Amazone (Brésil), la « barre » sur la Seine (France), le « *Benak* » en Malaisie, le « *Silver Dragon* » sur le Qiantang (Chine) ou encore le « *burro* » sur le Colorado (Mexique). Malgré cet intérêt pour un phénomène aussi remarquable peu d'études scientifiques ont été menées sur le sujet.

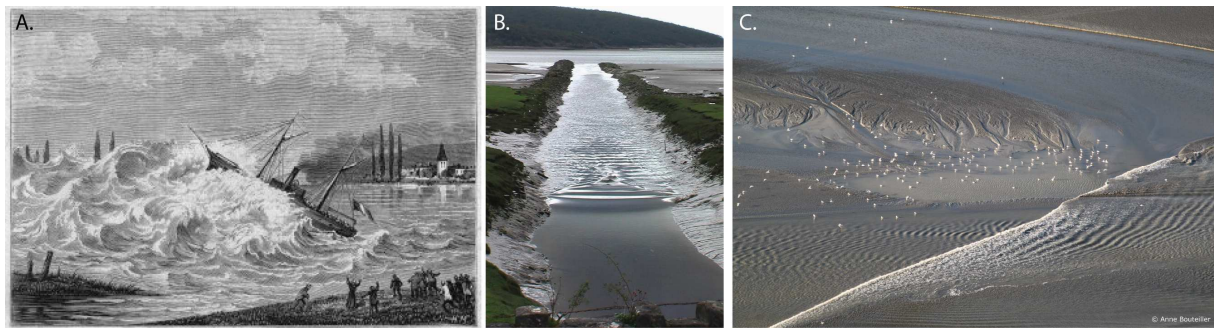


Fig.I. 1 : Représentation de mascarets. A. Gravure du mascaret sur la Seine, responsable de nombreux naufrages ; B. Propagation du mascaret dans la rivière Winstar (Angleterre) ; C. Propagation du mascaret dans la baie du Mont-Saint-Michel

Les premières descriptions précises du phénomène sont réalisées par l'explorateur Martius (ca. 1837) sur la rivière Capim au Brésil. Le premier développement analytique lié au mascaret a été proposé par Barré de Saint-Venant (1871) fondé sur une analogie du flux quasi stationnaire. Plus récemment le mascaret est comparé à des ressauts hydrauliques avec une analogie des flux quasi-stationnaires, basée sur l'évolution de la surface libre (Donnelly et Chanson, 2005). C'est seulement dans les années 1990 que les premières mesures de terrain sont réalisées. Ces mesures tardives sont dues à l'extrême variabilité des milieux estuariens qui entraînent des difficultés dans la phase de montage de l'instrumentation (hauteur d'eau importante, efforts sur les outils, difficultés d'ancrage).

D'après Kjerfve et Ferreira (1993), Chanson (2001, 2005b, 2009b), Koch et Chanson (2008), Wolanski *et al.* (2004), Dolgopola (2013), un mascaret se développe dans une rivière estuarienne de régime macrotidal avec un marnage supérieur à 6 m. Au cours de ces études, les mesures sont réalisées sur un mascaret qui présente visuellement une onde ou une série d'ondes se propageant vers l'amont d'une rivière. Ce phénomène représente le front de la marée dynamique et est décrit comme étant une forme de ressaut hydraulique en translation. De tels ressauts peuvent se former

désertes où il n'y a pas d'observateurs. Actuellement, de nouveaux sites sont encore découverts comme le mascaret du Bono par *Rip Curl Research* en 2010 (Indonésie).

Dans toutes les régions du monde, les mascarets peuvent jouer un rôle important sur :

i) **les écosystèmes** estuariens : le mascaret étant associé à un mélange des eaux permettant la remise en suspension de la matière organique, il contribue à la création d'une zone de richesse écologique. Certaines espèces suivent le front du mascaret afin de se nourrir dans ces matières remises en suspension tel que, les piranhas en Amazonie (Cousteau et Richards, 1984), les requins à Broadsound (Australie), les crocodiles dans les Batang Lupar et le Daly (Malaisie et Australie), les bélougas à Turnagain (Alaska) et les phoques dans la baie du Mont-Saint-Michel. Le développement du mascaret aide également à la reproduction du bar rayé dans la baie de Fundy (Paramore et Rulifson, 2001 ; Rulifson et Tull, 1999) et au transport des civelles dans le Severn (Witts, 1999 ; Jones, 2003). De la même manière, en Alaska, les goélands et aigles des mers pêchent dans le rouleau du mascaret à Turnagain.

ii) **l'économie** :

- Le mascaret représente un danger pour la navigation de plaisance ou marchande avec les barges de transport de matériel utilisées sur la Garonne (France) ou sur la Dee (Angleterre) (Fig.I. 3B&D) ;
- Le tourisme peut se développer par la présence d'un mascaret avec : i) le développement de spots de surf (vague surfable sur une longue distance) comme Le Seven Ghosts sur le Bono en Indonésie (Fig.I. 3C), ii) accueil sur des sites d'observations connus (La baie du Mont-Saint-Michel) ou encore iii) l'organisation de festivals (Le Pesta Benak en Malaisie ; Fig.I. 3D ou le festival de la lune en Chine) ;
- Le phénomène du mascaret peut être dangereux par inondation ou submersion des berges et endommager du matériel (digues, voitures...) comme en Chine en décembre 2011 (photos Fig.I. 3A). D'ailleurs, en Chine, une digue a été construite en l'an 1540 pour protéger les terres des courants de marée (Jiang *et al.*, 2014). Cette construction demande un entretien fréquent ;

iii) **les flux sédimentaires** avec la remise en suspension des sédiments et l'érosion des berges (Bonne-ton *et al.*, 2011c, 2012).

Historiquement, le mascaret a dans certaines régions une sinistre réputation. Par exemple sur la Seine, plus de 220 navires ont été perdus entre 1789 et 1840 (Chanson, 2005a). Le front du mascaret pouvait atteindre 7.3 m de hauteur et se propager à une vitesse de 2 à 10 m/s. Ces hau-

teurs sont décrites dans la littérature ancienne mais actuellement les hauteurs maximums de mascaret mesurées sont de 5 à 6 m sur le Gange (Bangladesh) (Darwin, 1898) et sur le fleuve Colorado (Mexique) (Bartsch-Winkler et Lynch, 1988). Des mesures similaires de la vitesse de propagation du mascaret ont été obtenues sur d'autres fleuves avec un maximum de 12 m/s sur le Qiantang (Chine) (Zeheng, 1982 dans Bartsch-Winkler et Lynch, 1988) et 7.5 m/s sur le fleuve Hoogly (Inde) (Bartsch-Winkler et Lynch, 1988). Aujourd'hui, le mascaret considéré comme le plus impressionnant est le Sylver Dragon sur le Qiantang (Chine) avec son front d'une hauteur de 3 m de haut qui déferle sur plus de 2 km de largeur (Fig.I. 3A).

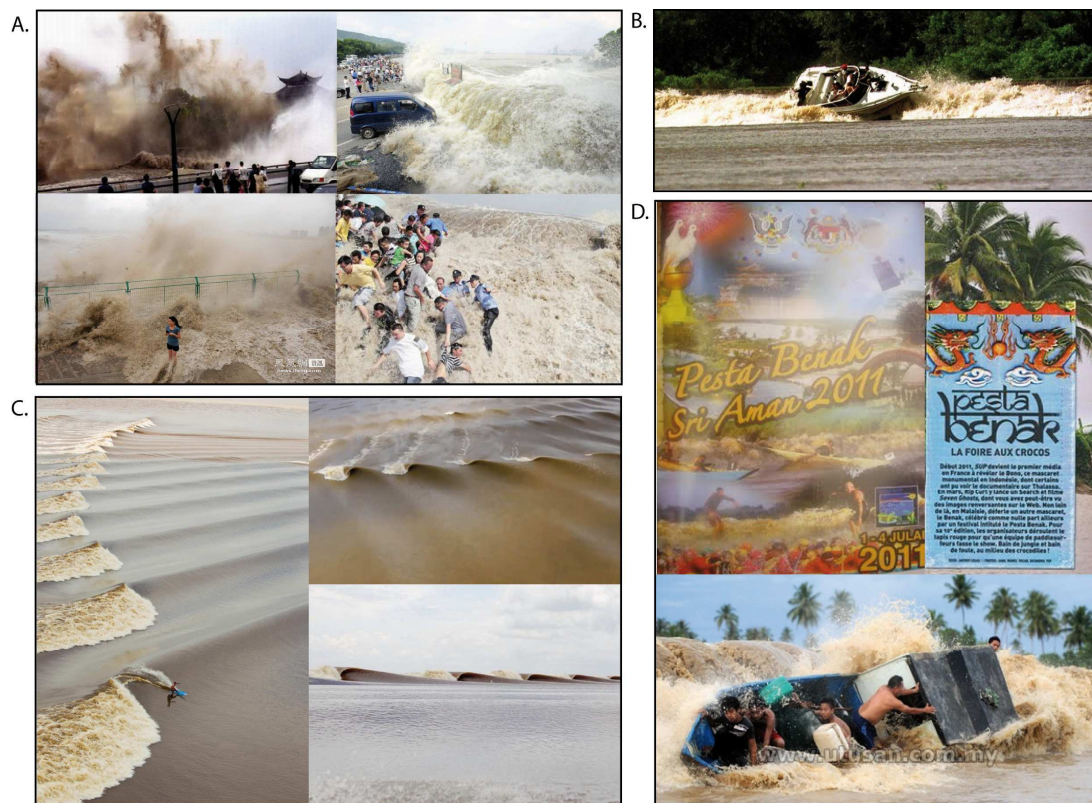


Fig.I. 3 : A. Inondation en Chine sur la rivière du Qiantang en décembre 2011 due à une mauvaise prédiction de la hauteur du mascaret ; B. Problème de navigation sur l'Amazonie ; C. Le mascaret « Seven Ghosts » sur la rivière Bono en Indonésie – Mascaret ondulé déferlant sur un banc ; D. Le festival Pesta Benak en Malaisie – mascaret déferlant parfois dangereux pour la navigation !!

La plupart des estuaires situés sur la carte (Fig.I. 2) ne sont pas étudiés. Les travaux de recherche sont seulement réalisés sur quelques grands estuaires mondiaux comme le Qiantang, l'Amazonie, la Garonne, la Dee et le Daly. Actuellement, la bibliographie sur le sujet se multiplie et il est donc important de continuer ces quelques études qui ont débuté afin de mieux comprendre les processus impliqués dans la formation du mascaret.

Ce type d'étude peut être abordé selon plusieurs approches : théorique, expérimentale en laboratoire, expérimentale *in situ* et numérique.

2. Analogie théorique

Une onde positive en translation est définie comme la réponse d'un écoulement à surface libre à une augmentation de la hauteur d'eau. Il est possible de faire des analogies théoriques basées sur l'évolution de la surface libre avec un ressaut hydraulique ou des cas particuliers de ressaut bien connus :

- la réflexion d'un courant sur une paroi ;
- la rupture d'un barrage

Durant sa propagation, les propriétés d'écoulements en amont (avant le passage) et aval (après le passage) du mascaret et la célérité du mascaret doivent satisfaire les principes de conservation de la masse et de la quantité de mouvement (Rayleigh, 1908 ; Henderson, 1966 ; Chanson, 2009b, 2012). Les formes des mascarets sont souvent classées en fonction du nombre de Froude calculé en négligeant les frottements et en supposant une distribution de pression hydrostatique.

2.1. Ressaut hydraulique

On observe dans les écoulements naturels que la hauteur de la surface libre peut transiter brusquement d'une hauteur d_1 à une hauteur d_2 au travers d'un ressaut hydraulique (Fig.I. 4). Au niveau d'un ressaut, la courbure de la ligne d'eau est trop importante et les équations de Saint Venant cessent d'être valables. On utilise alors un bilan de masse et de quantité de mouvement de part et d'autre du ressaut pour simplifier le problème et déduire les caractéristiques du ressaut.

Pour le cas stationnaire considéré ici, la loi de conservation de la masse dit que le débit (Q) est constant ce qui s'écrit (Thual, 2010 ; Ancéy, 2010) :

$$V_1 d_1 = V_2 d_2 = Q$$

Avec d_1 et V_1 , hauteur et vitesse en amont du ressaut ; d_2 et V_2 , hauteur et vitesse en aval du ressaut (Fig.I. 4). Et puisque la pression est supposée hydrostatique des deux côtés du ressaut, un bilan de quantité de mouvement conduit à écrire :

$$d_1 V_1^2 + \frac{1}{2} g d_1^2 = d_2 V_2^2 + \frac{1}{2} g d_2^2$$

A partir des grandeurs définies sur la Fig.I. 4, on peut définir deux nombres de Froude : l'un pour la partie amont du ressaut (noté Fr_1), et l'autre pour la partie aval (noté Fr_2) :

$$Fr_1 = \frac{V_1}{\sqrt{gd_1}} \quad Fr_2 = \frac{V_2}{\sqrt{gd_2}}$$

Le nombre de Froude représente l'équilibre entre les effets inertiels et gravitationnels. L'écoulement doit être supercritique d'un côté du ressaut (en amont) et sous-critique de l'autre. Les différents types de ressaut dépendent du nombre de Froude en amont du ressaut, soit Fr_1 . Lamb (1932) définit cinq types de ressauts comme indiqué sur la figure suivante avec aucun ressaut lorsque $Fr_1 < 1$ (Fig.I. 4).

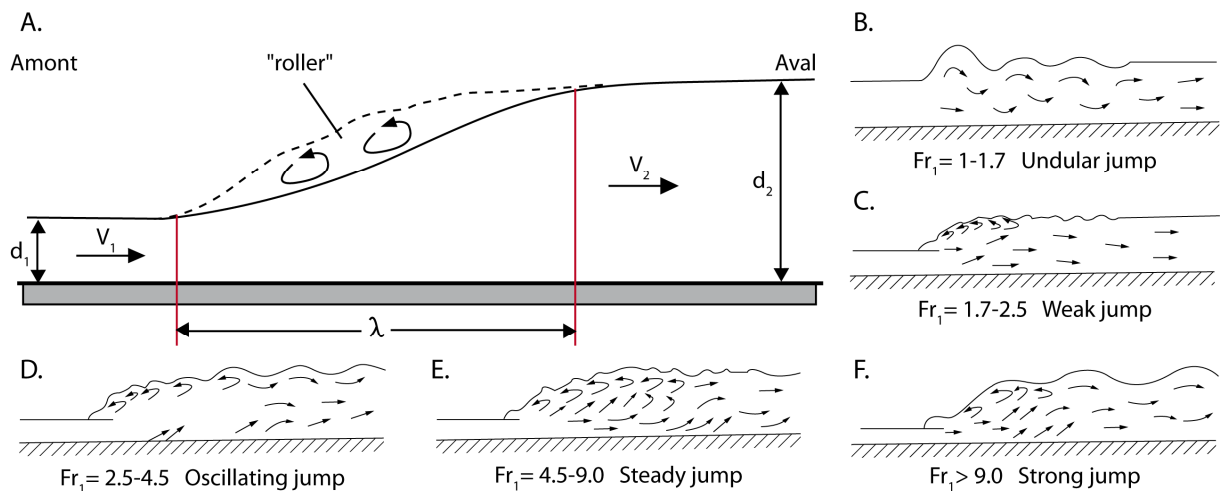


Fig.I. 4 : Ressaut hydraulique. A. Définition des paramètres ; B. ressaut ondulé avec des ondulations en surface ; C. petit ressaut avec des petits rouleaux ; D. ressaut oscillant où un jet oscille tantôt vers le fond, tantôt vers la surface, à chaque oscillation naît une onde partant vers l'aval ; E. ressaut stable qui dissipe de 45 à 70 % de son énergie spécifique ; F. ressaut raide

2.2. Du ressaut hydraulique au mascaret

Lorsque la marée remonte dans les estuaires, elle s'engouffre dans les chenaux moins profonds que la mer ce qui provoque le ralentissement de l'onde. Une discontinuité dans la hauteur de l'interface eau/air se produit alors avec une hauteur de fluide supérieure du côté de la mer ce qui représente des conditions de ressaut hydraulique (paragraphe 2.1) (Cébile, 2010).

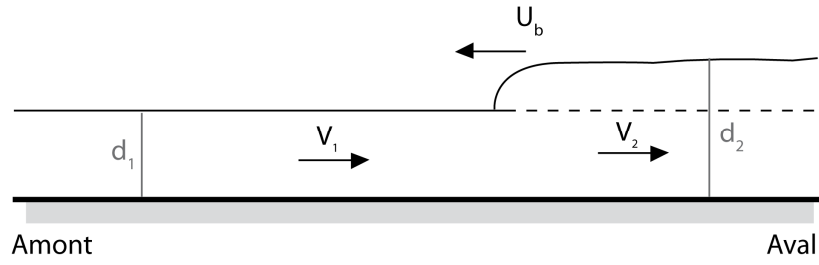


Fig.I. 5 : Schéma descriptif du phénomène du mascaret avec les différents termes utilisés dans les équations. L'indice 1 définit les conditions avant le passage et l'indice 2 les conditions au passage du bore

Les propriétés des écoulements en amont et en aval du ressaut, et la célérité du front doivent satisfaire les équations de conservation de la masse et de la quantité de mouvement (paramètres définis Fig.I. 5):

$$\begin{cases} (V_1 + U_b)d_1 = (V_2 + U_b)d_2 \\ \rho g(d_2^2 - d_1^2) = 2\rho d_1(V_1 + U_b)((V_1 + U_b) - (V_2 + U_b)) \end{cases}$$

Ce qui conduit à une estimation de la vitesse du bore (U_b) et de la hauteur après le passage (d_2) (Chanson, 2005b et Cébile, 2010):

$$\frac{d_2}{d_1} = \frac{1}{2} \left(\sqrt{1 + 8 \times Fr_1^2} - 1 \right) \quad \text{et} \quad U_b = \frac{V_1 d_1 - V_2 d_2}{d_2 - d_1}$$

Avec une définition du nombre de Froude différente selon les études (Chanson, 2005a ; Simon et Chanson, 2013 ; Huang *et al.*, 2013) :

$$Fr_{CH1} = \frac{U_b + V_1}{\sqrt{g d_1}} \quad \text{ou} \quad Fr_{Huang} = \frac{U_b - V_1}{\sqrt{g d_1}}$$

Si le chenal est irrégulier, le nombre de Froude est défini en fonction de la section de la rivière (Henderson, 1966 ; Chanson, 2004) :

$$Fr_{CH2} = \frac{U_b + V_1}{\sqrt{g \times \frac{A_1}{B_1}}}$$

avec A_1 , la section initiale de la rivière (m^2) et B_1 la largeur du chenal (ou largeur miroir en m).

Ces définitions peuvent être remises en cause, ne prenant pas en compte la turbulence ou encore les effets de bords. Récemment, Maïssa *et al.* (2013) proposent de généraliser le nombre de Froude pour un écoulement cisailé en ajoutant un terme de vorticité.

Dans le cas du développement d'un mascaret, sa forme est définie en fonction du nombre de Froude amont Fr_1 (Fig.I. 6).

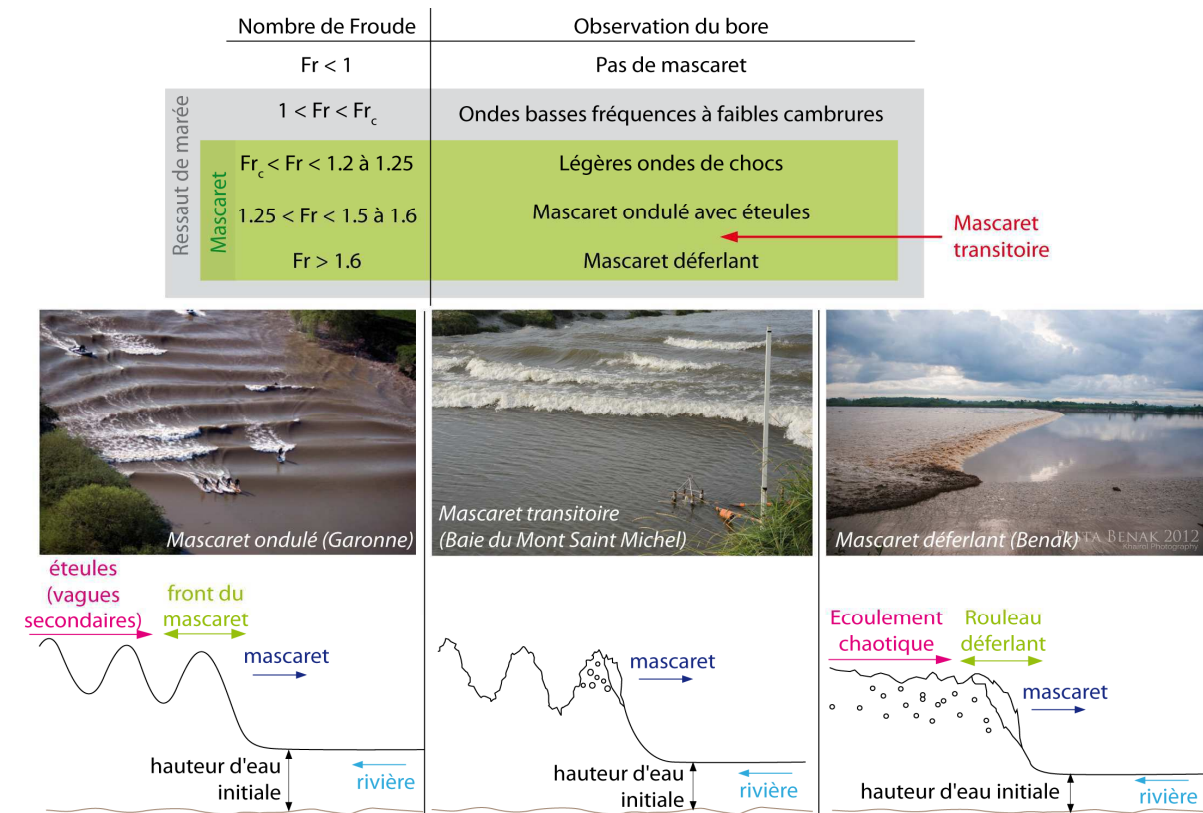


Fig.I. 6 : Tableau récapitulatif des relations entre le nombre de Froude et la forme du ressaut en translation avec photos et schémas des trois principaux types de mascaret (Fr_c = Froude critique au-dessus duquel la surface libre est visuellement déformée) (Chanson, 2010c et Bonneton et al., 2012)

Si $Fr_1 < 1$, le régime est sous critique, il n'y a donc pas de formation de ressaut.

Si $Fr_1 > 1$, Bonneton et al. (2011a, 2011b, 2012) définissent un nouveau terme : le ressaut de marée (RM) (Fig.I. 6). Quatre catégories peuvent être définies (Fig.I. 6) : i) apparition d'ondes basses fréquences de faibles cambrures et non visible à l'œil nu ; ii) formation de légères ondes de chocs, iii) génération d'un mascaret avec des ondes secondaires (appelées éteules) et iv) mascaret avec un front déferlant.

Bonneton et al. (2011a, 2011b, 2012) définissent alors un Froude critique (Fr_c) entre les catégories i) et ii). Quand $Fr_1 > Fr_c$, l'amplification de la courbure entraîne le développement d'un RM visuellement observable. Le terme « mascaret » cible donc le développement d'onde(s) (ondulé ou déferlante) visibles à l'œil nu.

Le mascaret ondulé se caractérise par un front lisse, suivi par un train d'ondulations bien formées (les éteules). Plus de 95 % des mascarets décrits dans le monde sont ondulés. La longueur

d'onde L_w de la première ondulation est donnée par $L_w = U_b T$ (avec T , la période des éteules et U_b , la célérité du mascaret).

Le mascaret déferlant ne représente que 5% des mascarets décrits mondialement dont les principaux sont situés en Alaska (Petitcodiac), France (Sée/Sélune/Couesnon) ou encore en Malaisie (Benak). Les observations *in situ* montrent que le mascaret déferlant présente un front aéré suivi par un écoulement très turbulent avec des remous.

Dans le cadre de cette étude, nous introduisons un nouveau terme de mascaret transitoire s'appliquant au passage entre les conditions de développement d'un mascaret ondulé à un mascaret déferlant. Ce mascaret transitoire comporte un front déferlant suivi par des éteules (Fig.I. 6). Dans la littérature, la transition est marquée par le passage d'un nombre de Froude de 1.5 à 1.6.

L'objet de ce travail visant à étudier le phénomène du mascaret a été défini en 2010. Malgré l'introduction en 2011 et 2012 du terme de « ressaut de marée », cette étude reste focalisée sur le développement du mascaret pour les nombres de Froude supérieurs à Fr_c . Nous allons voir si les limites de classification sont respectées sur le site de mesure *in situ*.

2.3. Modélisation d'un mascaret

Expérimentalement, Montes (1979, 1986), Chanson (1995), Montes et Chanson (1998), Chanson (2005a) et Dolgopola (2013) ont montré qu'il est possible de comparer le mascaret à des cas de ressauts hydrauliques en translation. Par analogie avec un écoulement quasi-stationnaire et la similitude de Froude, un mascaret peut être comparé à une rupture de barrage (Hornung *et al.*, 1995 ; Yeh et Mok, 1990) ou une réflexion d'un courant sur une paroi (Koch et Chanson, 2008 ; Stocker, 1957).

2.3.1. Réflexion d'un courant sur une paroi

Une première analogie correspond à la réflexion d'un courant sur une paroi qui obstrue rapidement le niveau d'eau. Un courant initial impacte la paroi et la réflexion précédée d'une montée rapide du niveau d'eau (run up), génère un *bore* qui se propage alors vers l'amont (Fig.I. 7). Une formule analytique peut être déterminée quand la paroi est complètement baissée (Stoker, 1957). En supposant une pression hydrostatique, la vitesse du *bore* (U_b) et la profondeur après le passage du *bore* (d_2) sont déterminées selon :

$$-U_b(V_1 - U_b) = g \frac{d_1}{2} \left(1 - \frac{V_1 - U_b}{U_b} \right)$$

$$d_2 = d_1 \frac{(U_b - V_1)}{U_b}$$

Avec d_1 et V_1 , la hauteur et la vitesse de l'écoulement avant le passage du mascaret.

Cette analogie est utilisée pour modéliser un mascaret en laboratoire dans de nombreuses études (Chanson, 2001 ; Chanson, 2005a ; Khezri et Chanson, 2012 ; Simon, 2013).

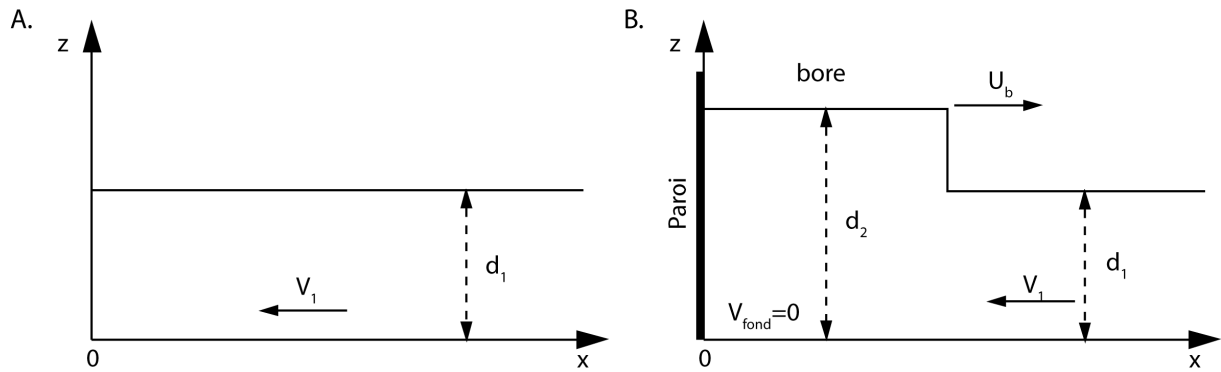


Fig.I. 7 : Génération d'un bore après fermeture d'une paroi et réflexion du courant sur cette paroi. A. Conditions initiales sans la paroi ; B. Propagation du bore

2.3.2. Rupture de barrage

La propagation de mascaret peut également être comparée au *bore* créé par un lâcher de barrage bien que l'onde se propage sur un flux au repos. A partir de formules analytiques, il est possible d'obtenir les propriétés de l'écoulement en supposant une pression hydrostatique et aucun frottement aux conditions limites. Le calcul complet est détaillé dans Stoker (1957). Avant le lâcher de barrage, on considère deux réservoirs d'eau avec des vitesses d'écoulement nulles et avec des profondeurs définies tel que $d_i > d_1$ (Fig.I. 8). Lors du lâcher de barrage, quatre zones apparaissent (Fig.I. 8) : i) une zone avec une propagation du *bore* à une vitesse constante (U_b), une vitesse de l'écoulement constante (V_2) et une profondeur constante (d_2) (zone 3), ii) le *bore* se propage dans la zone constante de faible profondeur d_1 et d'une vitesse nulle (zone 4), iii) la zone de propagation du *bore* est reliée à la zone réservoir par une onde de raréfaction¹ (ou onde d'intumescence) avec une vitesse constante mais une profondeur variable (zone 2), iv) la dernière zone (réservoir) a une vitesse V_i nulle et une profondeur d_i constante (zone 1).

¹ Onde de raréfaction, onde de détente (traduction de rarefaction waves) : développement d'une zone de basse pression suite à une onde de choc.

La formule analytique pour calculer d_2 est :

$$d_2 = \frac{(d_2 - d_1)^2 (d_2 + d_1)}{8d_1 (\sqrt{d_i} - \sqrt{d_2})^2}$$

Une fois que d_2 est connue, la vitesse d'écoulement V_2 et celle du *bore* U_b sont données par :

$$V_2 = 2(\sqrt{gd_i} - \sqrt{gd_2}) \quad \text{et} \quad U_b = \frac{d_2 V_2}{d_2 - d_1}$$

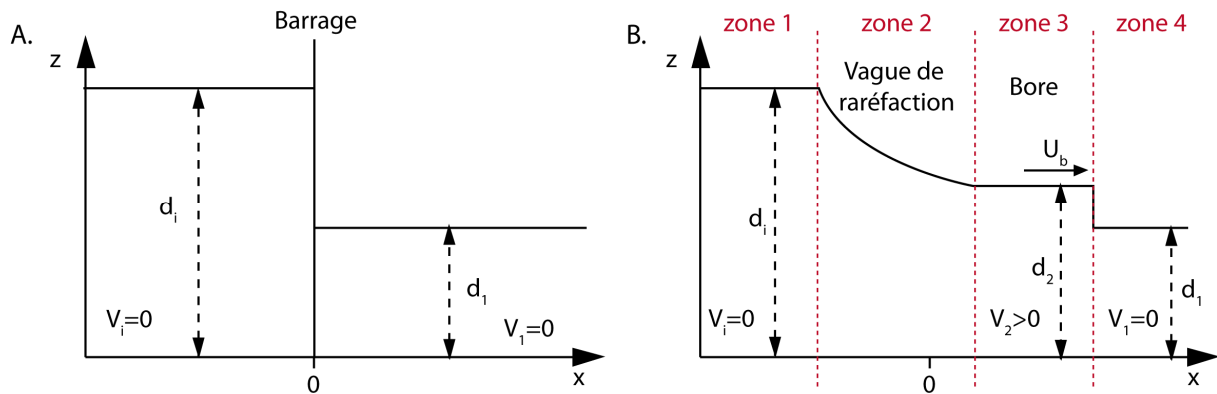


Fig.1. 8 : Génération d'un bore à partir d'un lâcher de barrage. A. Conditions initiales ; B. Après le lâcher de barrage, définition des quatre zones d'évolutions

Dans ce paragraphe, nous avons réalisé une synthèse sur la classification des formes de ressaut en translation se formant dans les estuaires pour un nombre de Froude supérieur à 1 avec la distinction d'un ressaut de marée et d'un mascaret. Une description rapide de l'analogie entre le mascaret et les ruptures de barrage puis la réflexion d'une onde sur une paroi a également été présentée. Ces deux modèles donnent une bonne approximation de la hauteur d'eau atteinte sous le *bore* et de sa célérité sous conditions d'une pression hydrostatique, d'une vitesse d'écoulement homogène et d'aucun frottement sur les parois. Par conséquent, l'évolution de la surface libre et son aération, la turbulence, la couche limite et l'interaction avec un fond mobile ne sont pas représentées.

3. Conditions de formation du mascaret

Quatre-vingt-quinze mascarets sont cartographiés dans le monde, alors que le nombre d'estuaires est significativement plus important. Le manque d'observations dans des zones désertes mais également la formation de ressaut de marées non visibles à l'œil nu limite grandement la localisation de mascarets. Dans les autres cas, les conditions pour le développement d'un mascaret ne sont pas réunies. Il faut donc déterminer les conditions nécessaires au développement du mascaret

et les paramètres qui conditionnent sa forme. Le développement d'un mascaret est l'équilibre entre le marnage, le niveau d'eau dans les rivières et la bathymétrie des chenaux. Ce paragraphe est construit à partir de différentes observations et d'études effectuées sur les sites où se développe un mascaret.

3.1. Morphologie

« Les mascarets se développent dans des estuaires convergents de faible pente » (Chanson, 2005a ; Bonneton *et al.*, 2012)

3.1.1. Morphologie globale des estuaires

Un estuaire est une catégorie de forme littorale qui désigne l'embouchure des fleuves où agit la marée. De nombreuses définitions ont été proposées et les premiers travaux sont issus de Cameron et Pritchard (1963) puis de Pritchard (1967) définissant un estuaire comme « *une masse d'eau confinée ayant une connexion libre avec la mer ouverte et à l'intérieur de laquelle l'eau de mer est diluée d'une façon mesurable avec de l'eau douce issue du drainage du bassin versant* ».

A partir de cette définition, Dionne (1963) précise les effets de la marée. En 1992, Dalrymple *et al.* (1992) ajoutent un aspect sédimentaire et Perillo (1995) un aspect biologique. Dyer (1997) modifie alors la définition : « *une masse d'eau confinée ayant une connexion libre avec la mer ouverte, se prolongeant jusqu'à la limite de l'influence tidale, à l'intérieur de laquelle l'eau de mer est diluée d'une façon mesurable avec de l'eau douce issue du drainage du bassin versant* ».

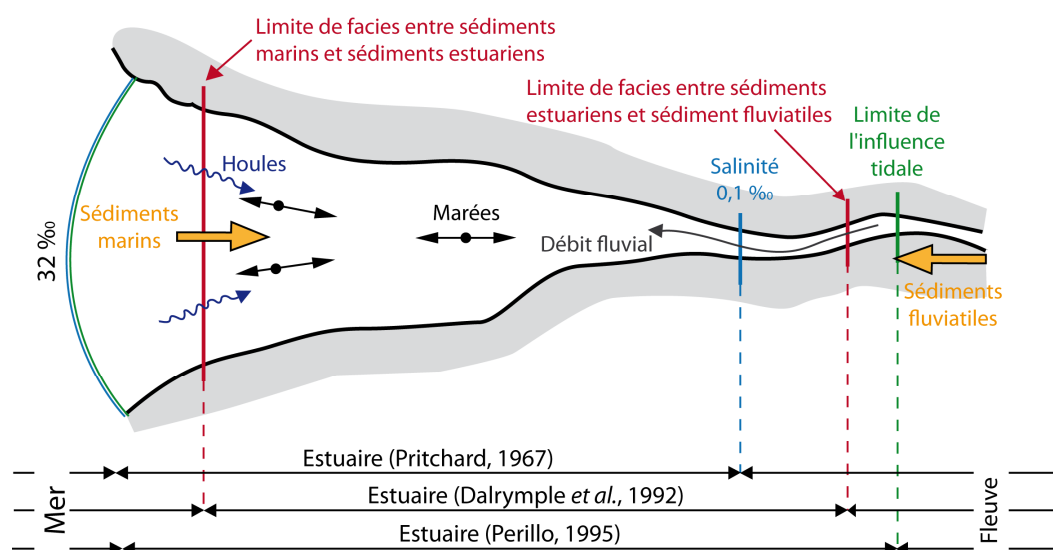


Fig.I. 9 : Représentation schématique d'un estuaire d'après Dionne (1963), Pritchard (1967), Dalrymple *et al.* (1992) et Perillo (1995) (Modifiée de Deloffre, 2006)

Les estuaires sont généralement des embouchures uniques, parfois encombrées de bancs de sable. La morphologie globale des estuaires est très diversifiée, mais présente une constante, marquée par une échancrure sur le littoral (Fig.I. 9). Dans les autres cas d'embouchure de fleuve tel qu'un delta, la forme littorale est construite (avance sur la mer) et possède plusieurs chenaux. Bien que cette définition soit précise, de nombreuses formes d'estuaires existent de par le monde avec des particularités morphologiques. Sur la figure I.10, six photos satellites d'estuaires sont présentées.



Fig.I. 10 : Vue aérienne (Google Earth) d'estuaires soumis à des mascarets sur plusieurs continents

Sur ces différents exemples, tous les estuaires voient le développement d'un mascaret. Pour chacun de ces sites, l'estuaire représente bien une incursion de la mer dans le continent et présente un rétrécissement important. Perillo (1995) relève plus de quarante définitions différentes d'un estuaire qui restent dépendantes des perspectives étudiées. Les définitions liées aux caractéristiques hydrodynamiques et sédimentaires sont définies par Dalrymple *et al.* (1992) puis par Boyd *et al.* (1992) avec une classification morphologique, prenant en compte l'influence relative du débit fluvial, de la marée et de la houle (Fig.I. 11).

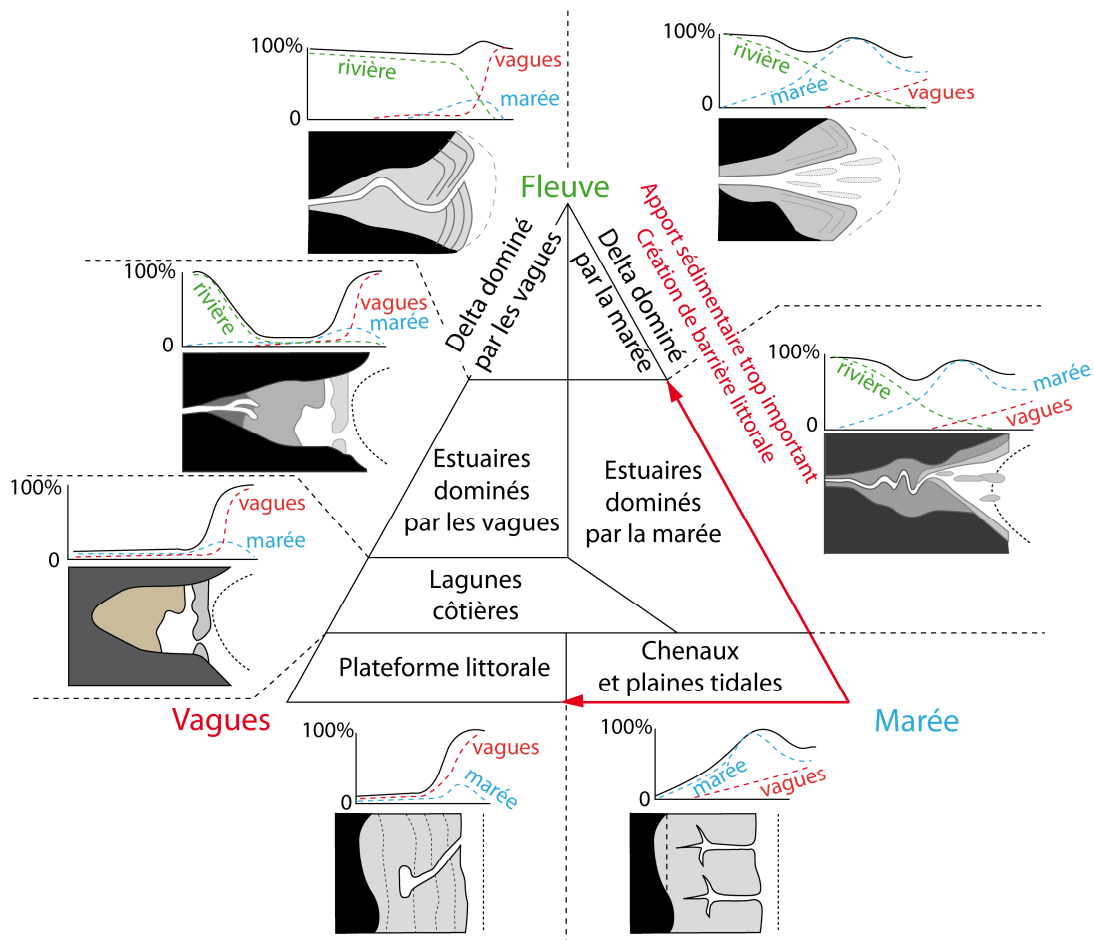


Fig.I. 11 : Classification des estuaires et des deltas en fonction des critères hydrodynamiques (modifiée de Dalrymple et al., 1992 et de Deloffre, 2006)

D'après cette classification et les observations de développement du mascaret, nous pouvons en conclure que les morphologies propices au développement de mascarets sont les estuaires dominés par la marée et les chenaux des plaines tidales (Fig.I. 11). Ces deux unités sont principalement contrôlées par un seul facteur : la marée. Le débit fluvial aura une influence moindre sur le mascaret, et le facteur houle, n'aura aucune influence. La houle est un agent énergétique pouvant créer des barrières littorales limitant le développement du mascaret.

Dolgopolava (2013) a montré que le taux de rétrécissement (dB/dl) devait être supérieur à 0.1 pour qu'un mascaret puisse exister (B étant la largeur et l la longueur de la rivière).

D'après les différentes observations, les mascarets se développent uniquement dans des estuaires faiblement anthropisés. Ces derniers estuaires sont des objets morphologiques côtiers définis selon différents paramètres (marée, salinité, sédimentation,...). Leur morphologie globale peut être très diversifiée, mais dans tous les cas les estuaires ont toujours une morphologie évasé et forment des échancrures dans les littoraux.

3.1.2. Morphologie locale

Plus localement, des auteurs mettent en évidence l'importance de la variabilité des sections de chenaux sur la forme des mascarets sur le terrain (Chen, 2003 ; Bonneton *et al.*, 2011a). Dans les estuaires où sont observés les mascarets, il est possible d'avoir des disparitions et réapparitions ponctuelles ou des variations de la forme du front au cours de la propagation de la marée vers l'amont (Chanson, 2009b). Cela dépend de la morphologie locale des chenaux, comme la présence de méandres, de hauts fonds (bancs) ou encore d'un élargissement du chenal. Ces observations sont en accord avec des expériences en laboratoire effectuées par Treske (1994) dans des canaux trapézoïdaux.

Le classement des formes de mascarets en fonction du nombre de Froude montre que la forme du front peut varier rapidement selon les évolutions de la bathymétrie du chenal. Une faible variation de hauteur d'eau peut induire une évolution radicale de la forme du mascaret (Fig.I. 12).

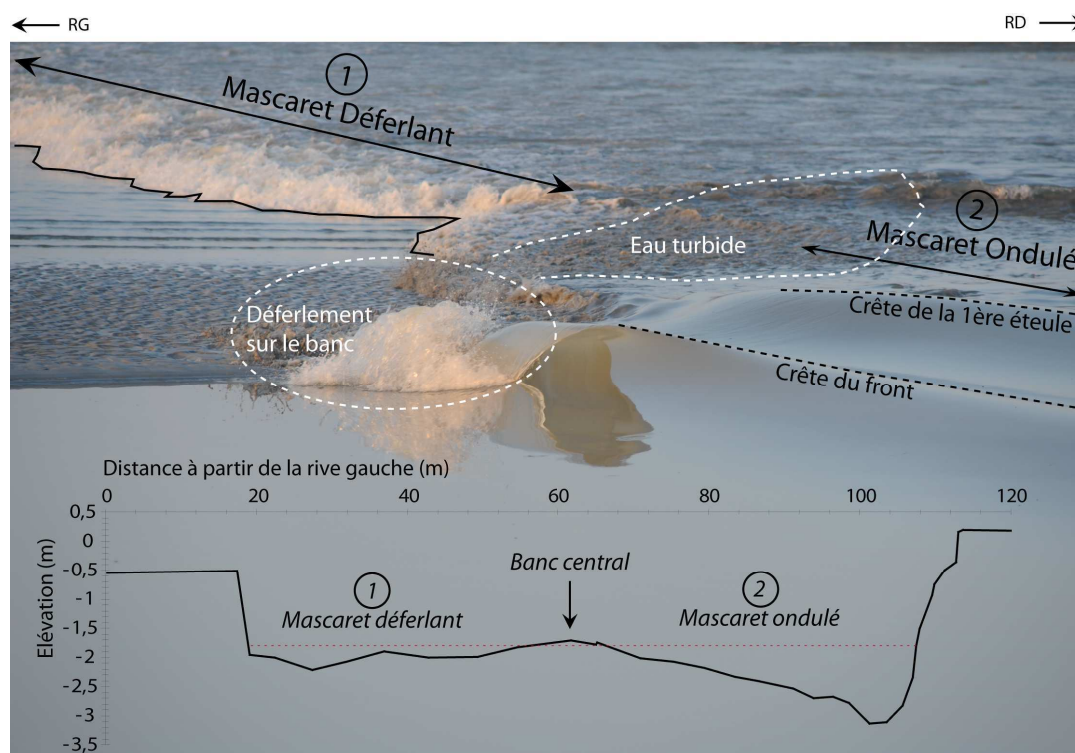


Fig.I. 12 : Différentes formes du mascaret au même instant sur le même site (rivière Sée, site de la « Vaquerie » - baie du Mont-Saint-Michel) et schéma du profil transversal de la rivière (RG : Rive Gauche ; RD : Rive Droite)

La figure précédente (Fig.I. 12) illustre très bien l'effet de la bathymétrie locale sur la forme du mascaret. Dans le chenal 1, le mascaret est déferlant en lien avec la faible hauteur d'eau et sa plus grande interaction avec le fond. A l'inverse, dans le chenal 2, le développement du mascaret est ondulé suivi par une série d'éteules. La profondeur d'eau est deux à trois fois plus élevée dans ce chenal, ce qui induit moins d'interactions avec le fond.

Les conditions morphologiques nécessaires pour avoir le développement d'un mascaret ne se limitent pas à la présence d'un estuaire en forme d'entonnoir. Les conditions morphologiques locales sont également essentielles pour le développement. C'est ce paramètre qui va contrôler principalement la forme du mascaret au cours de la propagation d'une onde de marée.

3.2. Conditions hydrodynamiques

Dans le paragraphe précédent, nous avons défini qu'un mascaret se développe toujours dans des milieux estuariens avec des conditions morphologiques particulières. Malgré cela, de nombreux estuaires de par le monde répondant à ces critères ne présentent pas de mascaret. Les paramètres hydrodynamiques de l'estuaire conditionnent également le développement de cette onde. Les deux forçages hydrodynamiques étudiés sont la marée et le débit fluvial aux vues des formes littorales considérées (estuaires dominés par la marée et les chenaux, et plaines tidales).

3.2.1. Marnage

Chanson (2005a, 2009b, 2010b) précise que le développement du mascaret se limite aux zones avec des marées semi-diurnes (rapidité du flot) et avec un marnage au-delà de 4 m (voir 6 m selon les études). Des travaux à long terme sur la Garonne (Bonneton *et al.*, 2011c) ont permis de mettre en évidence le développement de ressaut de marée de très faible amplitude en mortes-eaux (dans des conditions de marnages sur site inférieures à 4 m). Dologopolava (2013) montre que les auteurs ne s'accordent pas sur le marnage minimum nécessaire pour le développement d'un mascaret. Il compare le mascaret sur la branche nord du Yangtze (Chine) et sur l'Amazone (Brésil) qui se forment alors que les marnages sur sites sont respectivement de 3 et 6 m. Il en conclut qu'il n'y a pas de seuil de marnage requis pour créer un mascaret.

Pour clarifier cette définition, il faut rappeler que les marnages sont mesurés à l'embouchure des fleuves et que les sites d'études de mascaret peuvent se trouver à plusieurs dizaines de km en amont des rivières. Sur ces sites, le marnage sera donc différent de celui mesuré en aval, il sera plus élevé ou plus faible selon si l'estuaire est hyper²- ou hyposynchrone³ (définitions données par Wells,

² Estuaires Hypersynchrone : l'amplitude de marée et les courants associés augmentent brusquement dans l'embouchure avant de diminuer vers l'amont (convergence > friction) – exemple de la Garonne

³ Estuaires Hyposynchrone : l'amplitude de marée et les courants associés diminuent vers l'amont (friction = convergence) – exemple de l'estuaire de la Sée, Sélune et Couesnon (baie du Mont-Saint-Michel)

1995). Hayes (1975) distinguent quatre catégories d'estuaires définis selon le marnage mesuré à l'entrée de l'estuaire :

- les estuaires microtidaux, marnage < 2 m dominés par l'action du vent et des vagues. Lorsque l'apport de sédiments est important cela peut déclencher l'évolution rapide de l'estuaire vers un environnement deltaïque ;
- les estuaires mésotidaux, marnage entre 2 et 4 m est le type d'estuaire le plus commun dans le monde. Ce type d'estuaire est un équilibre entre le débit fluvial et les courants de marée ;
- les estuaires macrotidaux, marnage entre 4 et 6 m. Ce type d'estuaires est influencé par les courants de marée ;
- les estuaires hypertidaux, marnage > 6 m, relativement rares avec des marnages pouvant atteindre 18 m dans la baie de Fundy. Archer (2013) sépare les estuaires hypertidaux en trois zones bien distinctes, la zone 3 étant la plus interne de l'estuaire. Sur de nombreux sites il met en évidence le développement de mascarets entre la zone 2 et 3. Cette localisation précise est due à un fait morphologique qui est le rétrécissement des chenaux estuariens et une concentration de l'énergie de la marée dans les chenaux.

En comparant les définitions de Hayes (1975) et Dalrymple *et al.* (1992) aux observations de terrain, on montre que la configuration idéale pour le développement d'un mascaret est un estuaire dominé par la marée, en régime au moins macrotidal (> 4 m).

Une comparaison entre les zones à fort marnage et les lieux d'observations des mascarets est réalisée (Fig.I. 13). Dans la plupart des cas, les mascarets se développent dans des estuaires à fort marnage. Cependant, dans certains estuaires présents dans des zones de forts marnages, aucun mascaret n'a jamais été observé. Dans ces cas, i) soit la région est déserte et aucune observation n'a été réalisée ; ii) soit aucun mascaret ne se développe dans ces estuaires car le marnage n'est pas le seul facteur de contrôle du développement du phénomène ; iii) soit le mascaret possède un nombre de Froude proche de 1 et le ressaut de marée est de trop faible amplitude pour être remarqué.

Un autre facteur lié au marnage semble important dans le développement d'un mascaret : l'asymétrie de la marée. Mazumder et Bose (1995) proposent une théorie liant le développement des mascarets avec une asymétrie de la marée vers le flot (le flot est court et rapide contrairement à un jusant très long).

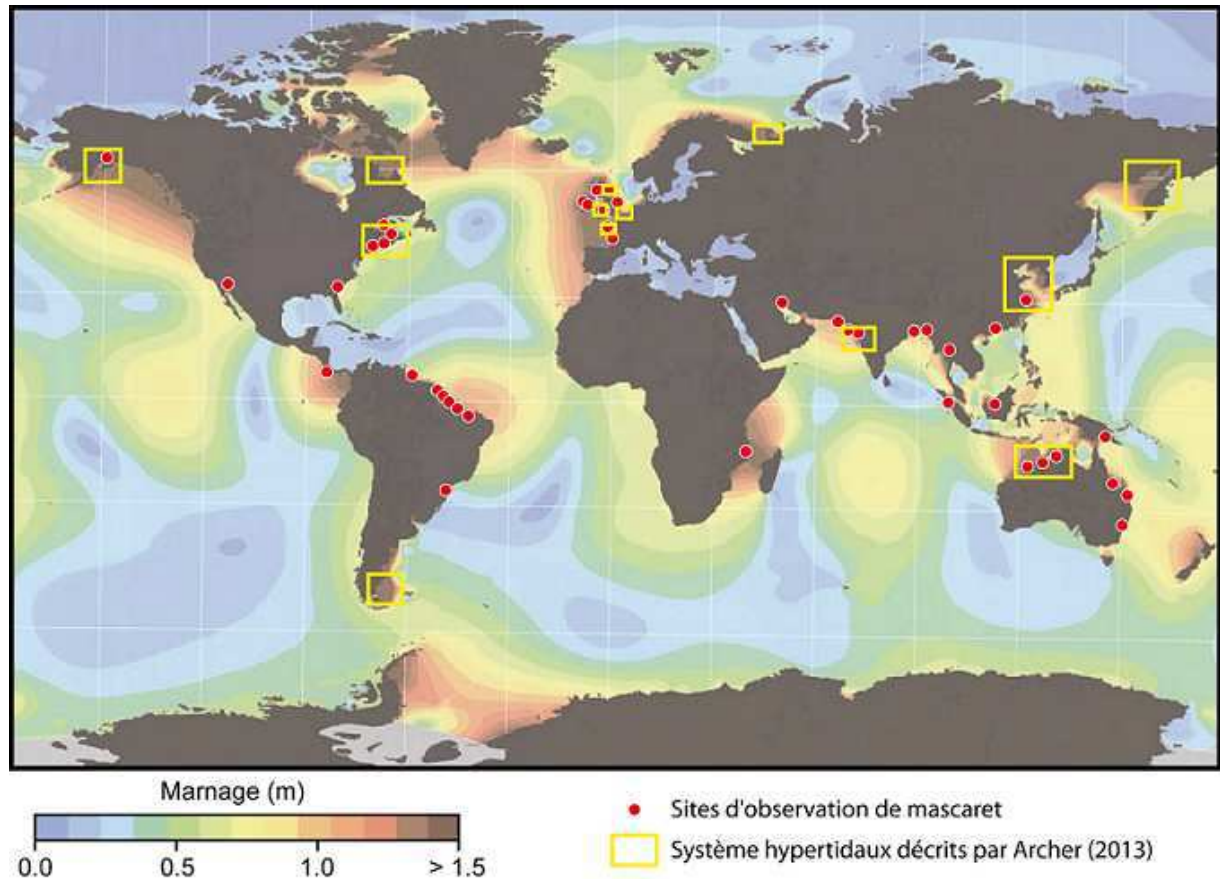


Fig.I. 13 : Carte du monde avec localisation des zones à fort marnage corrélée avec les principaux sites d'observation du mascaret (source : www.aviso.oceanobs.com) – Encadré : les systèmes hypertidaux décrits par Archer (2013)

Dans cette étude, nous distinguerons le marnage global nécessaire à la formation d'un estuaire dominé par la marée macrotidale (> 4 m) qui valide la condition émise par la plupart des auteurs (Chanson 2005a, 2009b, 2010b ; Wolanski *et al.*, 2004) tout en précisant que le marnage local peut être bien inférieur, comme par exemple en baie du Mont Saint Michel, où un marnage de 1.5 m est mesuré sur un site de développement d'un mascaret ondulé (Furgerot *et al.*, 2013).

3.2.2. Débit de la rivière

Le marnage est un facteur prépondérant dans le développement des mascarets dans les estuaires. Cependant, le débit des fleuves semble jouer un rôle important à plus petite échelle.

Le débit moyen est le produit de la vitesse moyenne mesurée, par la section mouillée de la rivière (A_1). Les variations de débit de la rivière entraînent des variations des conditions initiales de l'écoulement (profondeur d'eau d_1 et vitesse dans la rivière V_1). Localement, la hauteur d'eau contrôle la présence et la forme d'un mascaret.

- Si le débit est trop important (d_1 et/ou V_1 élevé), l'onde de marée est atténuée rapidement en aval et le mascaret ne se développe pas (Huang *et al.*, 2013) ;
- A l'inverse, si le débit est faible (d_1 et/ou V_1 diminuent), la profondeur d'eau va être faible, ce qui induit plus de frottement sur le fond et donc une atténuation de l'onde de marée ou une forme de mascaret déferlante.

Sur les fleuves non aménagés, les variations de débit sont particulièrement marquées entre les saisons estivales avec des débits faibles (période d'étiage) et les saisons de pluie ou saisons de crues avec des débits maximaux. Par exemple, au cours d'une crue d'un fleuve, le débit augmente entraînant un niveau dans le chenal et des vitesses d'écoulement trop élevées pour permettre le développement d'un mascaret. Cette constatation a été faite à de nombreuses reprises dans diverses rivières. Par exemple, en Gironde (France) lors des crues du printemps 2013. Bien que des marnages importants aient été annoncés, le mascaret ne s'est développé sur aucun site à cause des conditions initiales d'écoulement dans le lit de la Garonne et la Dordogne. De plus, lorsque le débit est élevé, les masses d'eau douce vont repousser les limites d'influence de la marée dans le système estuarien.

Les conditions initiales d'écoulement d'une rivière (d_1 et V_1) contrôlent en partie le développement et la forme d'un mascaret. Cette constatation est réalisée à partir de diverses observations (Garonne, Sélune, Qiantang).

3.2.3. Autres paramètres influençant le mascaret

D'autres paramètres tels que le vent, la pression atmosphérique ou la présence de vagues peuvent influencer les caractéristiques du mascaret (Gordon, 1924). Les paramètres météo sont directement liés au marnage. La mer poussée par un fort vent du large créera une surcote et se retirera moins loin des côtes. A l'inverse, un vent de terre freinera l'onde de marée (décote) et accentuera la marée basse.

Concernant la pression atmosphérique, si elle est supérieure ou inférieure à la moyenne de 1013 hPa, elle entraîne respectivement des décotes et des surcotes. Une basse pression atmosphérique ou dépression (< 1013 hPa) entraîne des hauteurs de marées plus élevées et inversement en haute pression ou anticyclone (> 1013 hPa). Les hauteurs calculées dans les annuaires de marées sont données pour une pression atmosphérique moyenne (Fig.I. 14). Les hauteurs doivent être corrigées de 10 cm pour 10 hPa de variation. Ainsi, des marées de vives-eaux à marnage moyen prévu peuvent varier selon les paramètres de vents et de pression atmosphérique.

Pression barométrique	963	973	983	993	1003	1013	1023	1033
Correction de hauteur	+ 0,50 m	+ 0,40 m	+ 0,30 m	+ 0,20 m	+ 0,10 m	0 m	- 0,10 m	- 0,20 m

Fig.I. 14 : Tableau des corrections à apporter à la hauteur d'eau calculée selon la pression atmosphérique (www.shom.fr)

Un exemple d'influence des conditions météorologiques est donné par Simon (2013) sur la rivière Colorado (Mexique). Selon la météo, le mascaret peut mesurer de 1 à 3 m de hauteur sur le même site.

3.3. Equilibre fragile du mascaret

Comme on l'a vu précédemment, le développement des mascarets résulte d'un équilibre hydrodynamique fragile, équilibre qui peut être facilement perturbé par différents événements naturels ou anthropiques (Bartsch-Winkler et Lynch, 1988 ; Chanson, 2009b ; Dolgopolava, 2013).

Variation anthropique

Depuis le 19^{ème} siècle, de nombreux estuaires ont subi des aménagements afin de rendre ces milieux moins hostiles et plus praticables pour effectuer des activités commerciales ou encore, des activités de loisir. Barrages, dragages, exploitation de granulats, et endiguement ont complètement modifié la dynamique naturelle de ces milieux. Ainsi, dans certains estuaires, le mascaret s'est atténué et a parfois complètement disparu. Deux des plus grands estuaires français, la Gironde et la Seine, sont des exemples typiques de l'impact anthropique sur le développement de mascarets (Chanson, 2005a ; Foussard *et al.*, 2010 ; Parisot *et al.*, 2010). Ces deux estuaires ont subi de nombreux aménagements d'endiguement. Les impacts sont surtout visibles sur la Seine, où l'amplitude du front pouvant aller jusqu'à ~ 3 m a diminué de sorte qu'il se développe seulement dans des conditions très exceptionnelles (Musset, 1955) (Fig.I. 15).

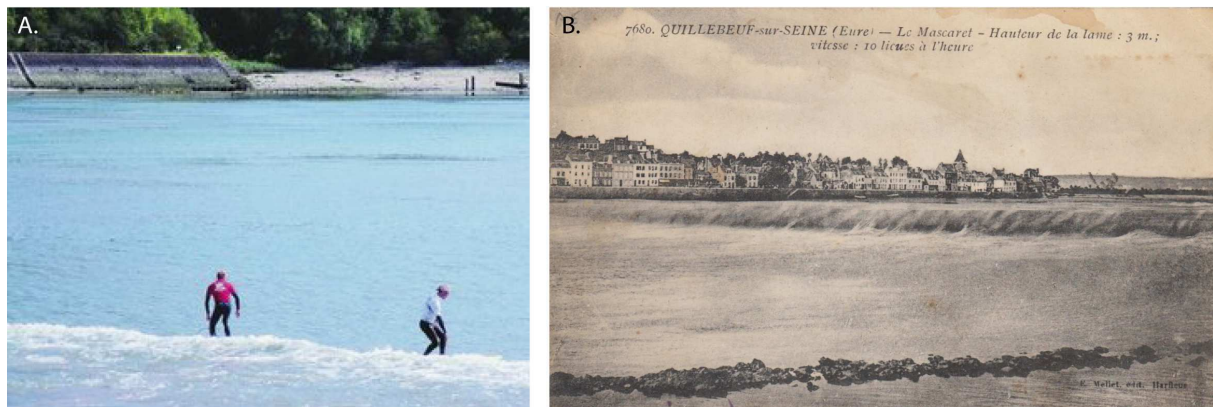


Fig.I. 15 : Photographies du mascaret sur la Seine. A. en 2010 (d_b : 0.40 m) ; B. avant les aménagements de l'embouchure de la Seine (d_b : 3 m)

Les mascarets du Couesnon (France), du Ord (Australie) et du Petitcodiac (Alaska) ont également quasiment disparu avec la construction d'un barrage en amont (Wolanski *et al.*, 2001). Le dragage du lit de la rivière Colorado (Mexique) a induit une augmentation de la profondeur du chenal et ainsi une baisse de la hauteur du mascaret dans cette rivière. Le projet de construction d'un barrage sur la Severn (Angleterre) est une menace majeure pour l'équilibre du système.

Variations naturelles

Lors d'événements exceptionnels naturels tels que des séismes, des crues ou des divagations de chenaux, le phénomène du mascaret peut également subir des changements voire disparaître.

Lors d'un séisme en 1964, les chenaux du Turnagain Arm et Knik Arm (Alaska) se sont affaissés de 2,4 m. Depuis les mascarets qui s'y développent ont une amplitude plus faible. La rivière de l'Ord (Australie) a vu la disparition du mascaret à cause de crues importantes de la rivière en 2000 (Chanson, 2005a). Les crues ont chassé une partie du sédiment et le niveau de base de la rivière a baissé jusqu'à un seuil trop élevé pour que le mascaret ne se développe.

Ces changements anthropiques et naturels ont un fort impact sur la propagation de la marée ou la forme des chenaux, et donc sur l'occurrence, l'intensité et la localisation des mascarets (Chanson, 2003 ; Bonneton *et al.*, 2012). Bien que généralement ces changements permettent une meilleure sécurité pour l'Homme, l'écologie des zones estuariennes est quant à elle affectée.

Pour synthétiser, les mascarets s'observent toujours dans des estuaires dominés par la marée, facteur hydrodynamique principal contrôlant son développement (importance du marnage et asymétrie de la marée). Cependant, beaucoup d'estuaires décrits comme hypertidaux par Archer (2013) ne présentent pas (d'après les observations) de développement de mascaret. C'est une combinaison de nombreux paramètres qui permet le développement de ce phénomène représentant un équilibre fragile qui peut être perturbé à chaque événement exceptionnel (crue ou intervention humaine). La prédiction du phénomène mascaret est alors possible tout en admettant une erreur lorsque les conditions de marnage sont limites.

4. Rappels sur quelques processus hydro-sédimentaires

Après la synthèse bibliographique réalisée sur les conditions générales de formation du mascaret, nous allons étudier le phénomène d'un point de vue de la dynamique de l'écoulement et du transport sédimentaire. Afin de discuter de ces aspects, un rappel sur quelques processus hydro-sédimentaires permet de définir les paramètres étudiés.

4.1. Turbulence et couche limite

Si certains phénomènes turbulents se manifestent de façon visible, leur étude cinématique n'en reste pas moins complexe de par le caractère aléatoire et la grande dépendance aux conditions extérieures variables. La turbulence correspond à un processus physique possédant les propriétés suivantes : i) une nature aléatoire ; ii) une structure 3D ; iii) un aspect énergétique (structures turbulentes de tailles variées jouent des rôles différents)

La viscosité moléculaire d'un fluide en écoulement impose par le simple fait du frottement, une vitesse nulle sur le fond. De ce fait, il existe un gradient entre la vitesse nulle à $z = 0$ (avec z , l'élévation verticale) et la vitesse établie du fluide. Un profil vertical de vitesse est alors composé de plusieurs couches de fonctionnement différent : cette zone de développement de la vitesse est appelée « couche limite ». La contrainte qu'exerce le fluide sur le fond est proportionnelle au gradient de vitesse, mais dépend également de la turbulence contenue dans l'écoulement. Si on considère un écoulement en deux dimensions, les vitesses instantanées horizontales (U) et verticales (W) du fluide peuvent être décomposées en une vitesse moyenne (\bar{U}, \bar{W}) et une fluctuation turbulente (u', w') (Van Rijn, 1993 ; Weill *et al.*, 2010) :

$$\begin{aligned} U &= \bar{U} + u' \\ W &= \bar{W} + w' \end{aligned}$$

La contrainte totale exercée par le fluide sur le fond est donc la somme d'une contrainte visqueuse (τ_{visq} liée au gradient de vitesse) et d'une contrainte dite de Reynolds liée à la turbulence de l'écoulement (τ_{turb}) :

$$\tau_0 = \underbrace{\mu \frac{\partial \bar{U}}{\partial z}}_{\tau_{visq}} - \underbrace{\rho \overline{u'w'}}_{\tau_{turb}}$$

La structure de la couche limite dépend de la vitesse de l'écoulement et de la rugosité du fond sédimentaire. L'augmentation de ces deux paramètres produit une intensification de la turbulence, et une modification de la couche limite. L'état hydrodynamique de la couche limite est défini par le nombre de Reynolds de grain :

$$Re^* = \frac{\rho k_s U^*}{\mu}$$

Avec k_s , l'épaisseur de rugosité de Nikuradse (1933) ; U^* , une vitesse de cisaillement sur le fond et μ , la viscosité dynamique.

Cette rugosité équivalente est une représentation de l'organisation des grains au sein d'un lit sédimentaire. Pour un lit idéalement plat et constitué de particules homogènes, k_s peut être corrélé à un diamètre de grain d_{50} , dont la représentation est plus intuitive (dans le cas d'un sable fin, $k_s = 3d_{50}$ dans Le Hir, 2008).

U^* est une vitesse de cisaillement au fond. Cette vitesse n'a pas d'existence physique en tant que telle (Weill *et al.*, 2010). Elle est définie en dimensionnant comme une vitesse, la contrainte exercée par l'écoulement sur le fond (z_0) :

$$\tau_0 = \rho U^{*2}$$

Si $Re^* \leq 5$, l'écoulement est dit « hydrauliquement lisse ». La vitesse de l'écoulement et/ou la rugosité de Nikuradse (1933) sont très faibles, l'écoulement très proche du fond est purement visqueux et les particules sédimentaires ne génèrent pas de turbulence dans leur sillage. La couche limite se stratifie en deux zones distinctes : i) une sous-couche visqueuse et ii) une couche logarithmique (Fig.I. 16A et B). Dans la sous-couche visqueuse, le gradient de vitesse est linéaire et ne dépend que de la viscosité du fluide. Cette couche est très mince et se développe sur le ou les premiers millimètres au-dessus du fond. Dans la couche logarithmique, la vitesse suit une croissance logarithmique appelée « loi de la paroi de Prandtl ». Il s'y développe une turbulence qui s'ajoute aux frottements visqueux.

Si $Re^* > 65$, l'écoulement est « hydrauliquement rugueux ». Le sillage turbulent généré par la rugosité des particules ou une vitesse importante de l'écoulement empêche le développement de la sous-couche visqueuse au contact du lit sédimentaire (Fig.I. 16C et D). La loi de la paroi de Prandtl s'applique sur la quasi-totalité de la couche limite.

Si $5 \leq Re^* \leq 65$, l'écoulement est transitionnel. La taille des éléments rugueux au-dessus du niveau moyen du lit sédimentaire, est de l'ordre de l'épaisseur de la sous-couche visqueuse. Elle est alors disloquée par des bouffées turbulentes générées par le sillage des particules. Grass (1971) observe des éjections à faible vitesse de fluide de la sous-couche visqueuse vers la couche logarithmique. Cette expulsion est suivie d'un engouffrement rapide de fluide turbulent de la couche logarithmique vers la sous-couche visqueuse. Ainsi, la distribution verticale des vitesses est plus complexe que dans les écoulements lisses ou rugueux, et est encore mal prédite (Le Roux, 2004).

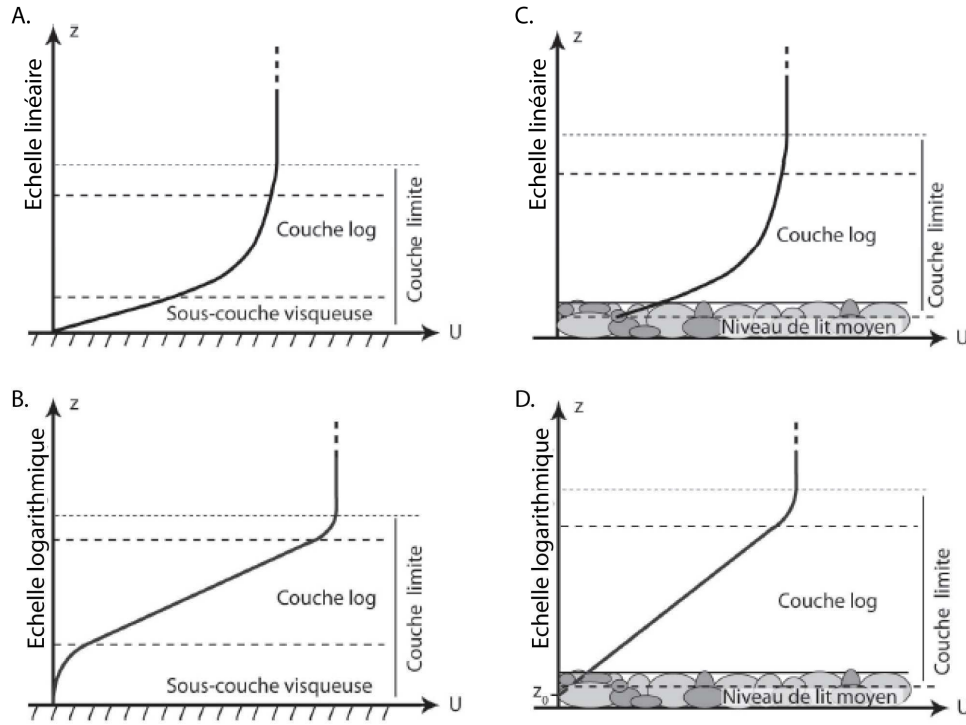


Fig.1. 16 : Schéma de la couche limite sur fond lisse (A et B) et sur un fond rugueux (C et D). Axes des ordonnées (z) présentés en échelle linéaire (A et C) puis en échelle logarithmique (B et D) (Weill, 2010)

Dans la zone de la couche limite, l'alternance de bandes fluides à fort puis à faible vitesses entraîne la production de turbulence (Wei et Willmarth, 1991). La turbulence augmente les capacités de mélange d'un système (Peronne, 2010). Son intensité est classiquement mesurée par l'énergie cinétique turbulente définie :

$$TKE = \frac{1}{2} (\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$$

Avec u' , v' et w' , les fluctuations de vitesse sur les trois composantes de vitesse.

Une formulation alternative de l'énergie cinétique turbulente par unité de masse est usuellement employée dans le cas où nous pouvons mesurer seulement deux composantes (Svendsen, 1987) (cas de mesures Laser Doppler Velocimeter) :

$$TKE = \frac{1.33}{2} (\overline{u'^2} + \overline{w'^2})$$

L'écoulement est classiquement décrit avec le calcul de plusieurs paramètres comme la vitesse moyenne et les fluctuations de vitesses, les contraintes visqueuses et turbulentes ou encore l'énergie cinétique turbulente. D'autres paramètres pourraient être calculés comme les échelles turbulentes mais ne sont pas abordés dans ce travail. Des estimations de ce paramètre dans le cas de développement de mascaret en canal sont présentées dans l'étude de Simon (2013).

4.2. Interaction turbulence / particules

In situ, aucun écoulement n'est purement laminaire. La présence de turbulence a une grande influence sur le transport des particules. Jusque dans les années 80, on a considéré que le rôle de la turbulence vis-à-vis du transport sédimentaire était faible. De nombreux auteurs ont mis en évidence une interaction forte entre la turbulence et le transport sédimentaire (Dietlen, 1982 ; Brumley et Jirka, 1987 ; Sumer et Deigaard cité par Nezu et Nakagawa, 1993 ; Cardiergue, 1998)

Dans un écoulement permanent ils ont mis en évidence que :

- le diamètre des particules a une influence plus grande sur la vitesse de chute que l'intensité de la turbulence ;
- la surface libre joue un rôle sur le développement et la structure de la turbulence ;
- l'influence de l'écoulement sur la vitesse de chute s'accroît lorsque le diamètre diminue et que les particules sont sensibles aux structures qui transportent l'énergie cinétique

Garcia *et al.* (1996) montrent l'importance des phénomènes turbulents très courts et intenses dans le processus de remise en suspension. Les particules fines éjectées du fond peuvent être transportées dans la colonne d'eau. Kumar *et al.* (1998) montrent que la surface libre interagit avec ces éjections. Les remontées de particules causées par ces bouffées turbulentes conduisent à l'apparition de tourbillons, mouvements verticaux ascendants qui sont ensuite freinés à cause de la dissipation. Rashidi et Banerjee (1988) montrent que la surface libre bloque les éjections, que la micro-échelle de turbulence diminue à proximité de la surface libre (accroissement de la dissipation) et que les éjections courtes mais intenses confèrent une structure rotationnelle à l'écoulement. Ces observations peuvent être résumées sur la figure I.17 :

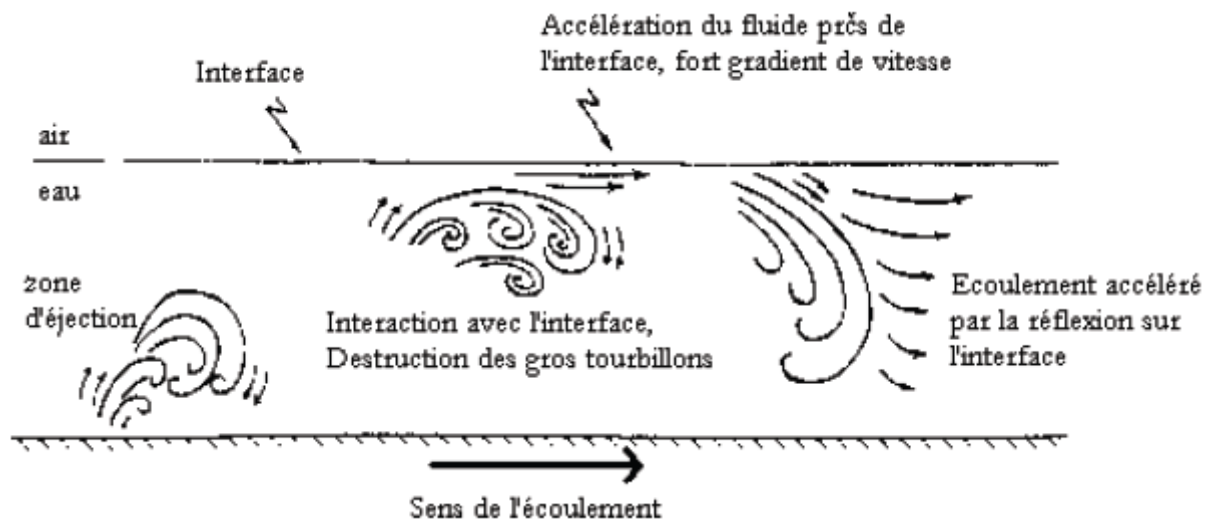


Fig.I. 17 : Action de la surface libre sur l'écoulement (Rashidi et Benerjee, 1988)

Lors du passage d'un mascaret on observe une oscillation ou un déferlement de la surface libre. Nous analysons l'interaction turbulence/particules dans le cas de développement de houles.

Dans la zone de déferlement, Deigaard *et al.* (1986) mettent en évidence que la concentration de particules en suspension est déterminée par les processus turbulents et par la contrainte de cisaillement sur le fond. En surface, la turbulence générée par la surface libre force à privilégier le transport en suspension. Ensuite, Ting et Kirby (1996) montrent que la turbulence est liée au type de déferlement mais surtout à la période de la houle et à la profondeur d'eau locale. Au large, Rashidi *et al.* (1992) mettent en évidence par des visualisations que la houle i) accroît le nombre d'éjections associés à la turbulence ; ii) augmente la contrainte de cisaillement sur le fond et que iii) l'amplitude de la houle (plutôt que la période) est corrélée à la fréquence des bouffées turbulentes. Sur la base des travaux de Pedersen *et al.* (1998) et d'Arsié (1998), on déduit qu'il y a un comportement particulier de l'échelle intégrale de turbulence en fonction du temps et qu'il y a une évolution de l'échelle intégrale de turbulence en fonction de la profondeur.

De nombreuses études discutent de la fluidisation du sédiment sous un régime de houle. Les variations de pression engendrées par les oscillations de la surface libre détruisent la liaison du squelette inter granulaire existant dans les sédiments perméables consolidés. Le contact grain-grain est remplacé par un mince film d'eau (Terzaghi, 1943). Le gradient de pression généré par le passage d'une vague au-dessus d'un milieu granulaire lâche entraîne la compaction de ce milieu. Cependant, cette compaction se fait en passant par un état transitoire dans lequel l'eau s'échappant du sol met en suspension les grains (De Wit, 1995 ; Sumer *et al.*, 1999 ; Aussilous *et al.*, 2007).

Aussilous *et al.* (2007) suggère un scénario de liquéfaction. Dès les premières vagues, une couche épaisse de sédiment est déstabilisée. Cette déstabilisation initiale donne lieu à une remise en

suspension complète de cette couche. Dans le cas d'un sédiment cohésif, les contraintes générées diminuent la rigidité et augmentent son érodabilité. De nombreux auteurs remarquent une remise en suspension du sédiment vaseux par liquéfaction et l'entraînement par les courants (Lindenberg *et al.*, 1989 ; Feng, 1992 ; De Wit, 1995). Des expériences menées en canal par Yamamoto *et al.* (1986) mettent en évidence que la dissipation visqueuse au sein de la couche sédimentaire ne dépend pas seulement des gradients de pression induits mais aussi du gradient vertical des propriétés mécaniques (comme la rigidité) au sein du sédiment : la stratification du lit favorise la dissipation visqueuse.

Dans la plupart des cas en milieux côtier, la houle et le courant sont superposés et agissent simultanément comme dans le cas du mascaret. Ce couplage permettrait des phénomènes de remise en suspension beaucoup plus intenses qu'en présence d'un seul forçage. La houle serait plutôt diffusive alors que le transport de particules serait lié au courant (Jing et Ridd, 1996).

Hanes (1988) montre que la houle produit des échelles spatiales et temporelles de turbulences dominantes qui n'existent pas en domaine fluvial classique. Il montre que si les phénomènes brefs ne sont pas intégrés dans l'analyse des résultats, ils peuvent biaiser les conclusions dans la mesure où les fluctuations de vitesse et les concentrations sont corrélées. Pour lui, la part du transport en suspension est accrue par l'oscillation de la surface libre (ce qui contre dit Kumar *et al.*, 1998 qui soutenait que le transport sur le fond prévalait au détriment de la suspension).

De nombreux auteurs mettent en évidence l'importance de la houle dans la remise en suspension des grains grossiers (Barthe et Castaing, 1989 ; Weber, 2004 ; Weber *et al.*, 2004 ; Idier *et al.*, 2006). La plupart de ces études sont effectuées sur des sédiments non cohésifs ($> 63 \mu\text{m}$).

Lors du passage d'un mascaret, une interaction forte est constatée entre le courant de rivière et la déformation de la surface libre soit par la présence d'oscillation soit par un déferlement. Cette étude bibliographique bien que ciblée sur l'interaction houle/courant, nous apporte des informations sur l'interaction turbulence/particules. Les phénomènes turbulents courts et intenses sont prépondérants dans la remise en suspension des sédiments et la fréquence de ces phénomènes est accrue par la génération d'une houle. La turbulence et les fluctuations de pression générées par l'oscillation de la surface libre entraînent une fluidisation du fond sédimentaire. La houle favorise l'érosion et le courant favorise le transport.

5. Processus hydro-sédimentaires – Données expérimentales : Laboratoire et terrain

Ce paragraphe rassemble les informations issues d'observations et d'expérimentations en laboratoire et *in situ*. Il décrit dans un premier temps i) le comportement de l'écoulement avant, pendant et après le passage du mascaret ; ii) les données calculées de turbulence, de contraintes de cisaillement et d'énergie cinétique turbulente ; et pour finir iii) la relation entre le transport sédimentaire et le mascaret.

5.1. Ecoulement avant, pendant et après le passage du mascaret

La description de l'écoulement découle principalement de l'étude de la surface libre au passage du mascaret et des vitesses mesurées au sein de l'écoulement (Wolanski *et al.*, 2004 ; Chanson, 2008 ; Chanson *et al.*, 2010 ; Chanson et Docherty, 2012 ; Zhu *et al.*, 2012 ; Simon, 2013).

Trois phases d'évolution de la surface libre et des vitesses peuvent être différenciées après observation du phénomène : l'écoulement de rivière, le passage du mascaret et l'écoulement après le passage. La plupart des études s'attardent sur la deuxième phase. Nous présentons donc présenter la première et la dernière phase succinctement pour ensuite développer les résultats lors du passage du mascaret.

Ecoulement de rivière (avant le passage)

La première phase est celle de l'écoulement de la rivière que l'on considère comme quasi-laminaire. Le débit de la rivière étant relativement faible lors du développement de mascaret, les vitesses longitudinales sont faibles et les vitesses verticales sont quasi-nulles. La surface libre est plane et horizontale (Chanson, 2008 ; Zhu *et al.*, 2012 ; Fan *et al.*, 2012).

Ecoulement après le passage (jusqu'à l'étalement de haute mer)

Après le passage du mascaret, l'écoulement est rapide et chaotique vers l'amont, d'importants remous remontant jusqu'à la surface sont observés jusqu'à la stabilisation de l'écoulement à l'étalement de haute mer. Wolanski *et al.* (2004), met en évidence de grandes cellules verticales de recirculation.

Ecoulement pendant le passage du mascaret

Le front du mascaret peut être soit ondulé, soit déferlant, soit transitoire. L'évolution de la surface libre et des vitesses au passage du front est décrite dans plusieurs études *in situ* ou en laboratoire (Chanson, 2008 ; Chanson *et al.*, 2010 ; Chanson et Docherty, 2012 ; Zhu *et al.*, 2012).

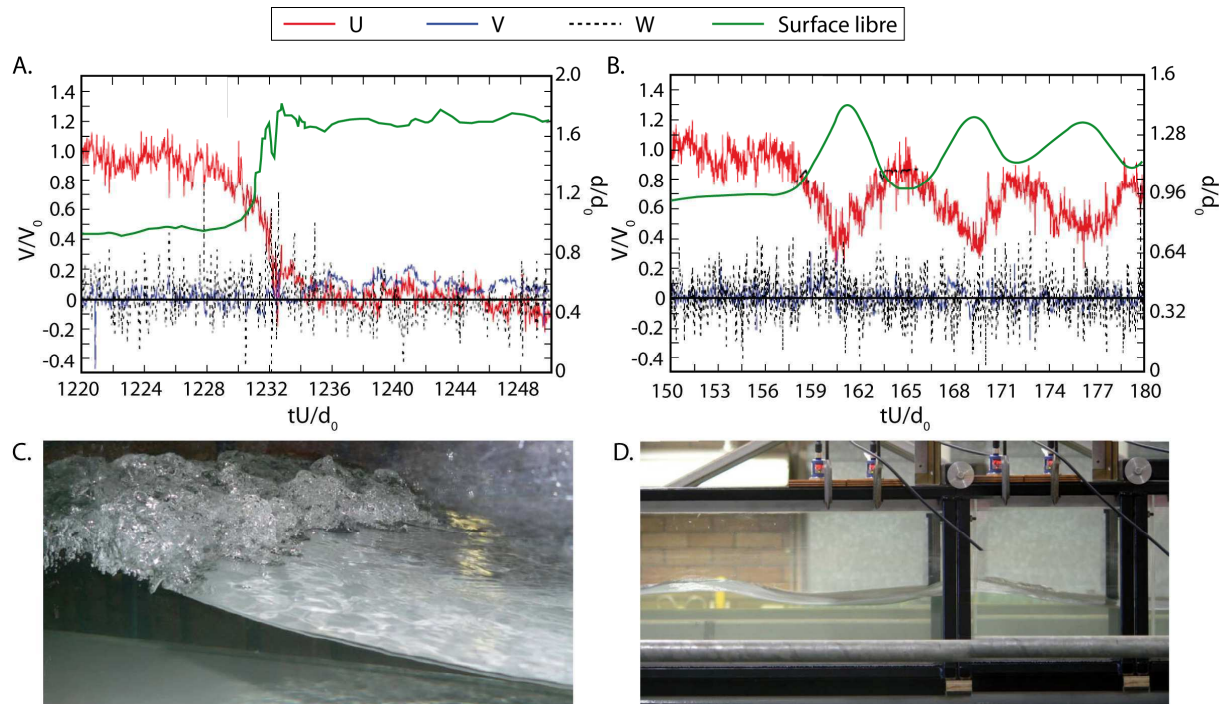


Fig.I. 18 : Résultats d'une étude en laboratoire. Evolution de la surface libre lors du passage d'un mascaret déferlant (en vert) corrélé avec les mesures de vitesse U , V et W : A. $Fr_1 = 1.17$; B. $Fr_1 = 1.50$ (Chanson, 2008) ; Photographies de mascarets en laboratoire : C. d'un front déferlant ; D. d'un mascaret ondulé (canal de l'Université du Queensland, Brisbane, Australie)

Le mascaret se développe et se propage en direction de l'amont des rivières. Dans les deux principaux types de mascaret (ondulé et déferlant), la surface libre est déformée et la hauteur d'eau augmente brutalement (Fig.I. 18).

Pour le mascaret déferlant (Fig.I. 18C), la hauteur d'eau augmente et reste stable pendant quelques secondes. Le front déferlant est très aéré et suivi par un écoulement turbulent. Le mascaret ondulé présente un front sous forme de crête « lisse » suivi par des éteules (Fig.I. 18D). La hauteur d'eau augmente lentement avec les ondulations (crête et creux) autour d'une valeur moyenne. Sous les éteules d'un mascaret ondulé, la pression est constatée non hydrostatique.

Les vitesses longitudinales (U) et verticales (W) évoluent différemment selon la forme du mascaret (Fig.I. 18A et B).

Dans le cas du mascaret déferlant, dès le passage du mascaret, U_b diminue en même temps que la profondeur augmente, puis se stabilise vers 0 m/s lorsque la hauteur d'eau atteint son maximum (en laboratoire). *In situ*, les mesures montrent cette même diminution au passage du mascaret mais la vitesse longitudinale réaugmente vers l'amont. *In situ*, nous observons une inversion du courant que l'on ne mesure pas en laboratoire. W augmente au fond du chenal immédiatement après le passage passant de 0 à 0.1 m/s (Fig.I. 18A).

Dans le cas d'un mascaret déferlant se développant sur un fond rugueux, on observe une cellule de recirculation sur le fond pour une profondeur $z/d_1 < 0.2$ (Fig.I. 19A).

Dans le cas du mascaret ondulé, U_b diminue lorsque la profondeur augmente puis oscille ensuite en opposition de phase avec la surface libre avec la vitesse longitudinale maximale mesurée sous les creux des éteules (Simon, 2013) (Fig.I. 18B). *In situ*, la même inversion de l'écoulement que pour un mascaret déferlant est observée avant de retrouver les oscillations en opposition de phase. D'après Chanson (2008), W oscille avec la même période que la surface libre mais de façon déphasée. Chanson (2005a) met également en évidence une cellule de recirculation située sous la première crête (Fig.I. 19B).

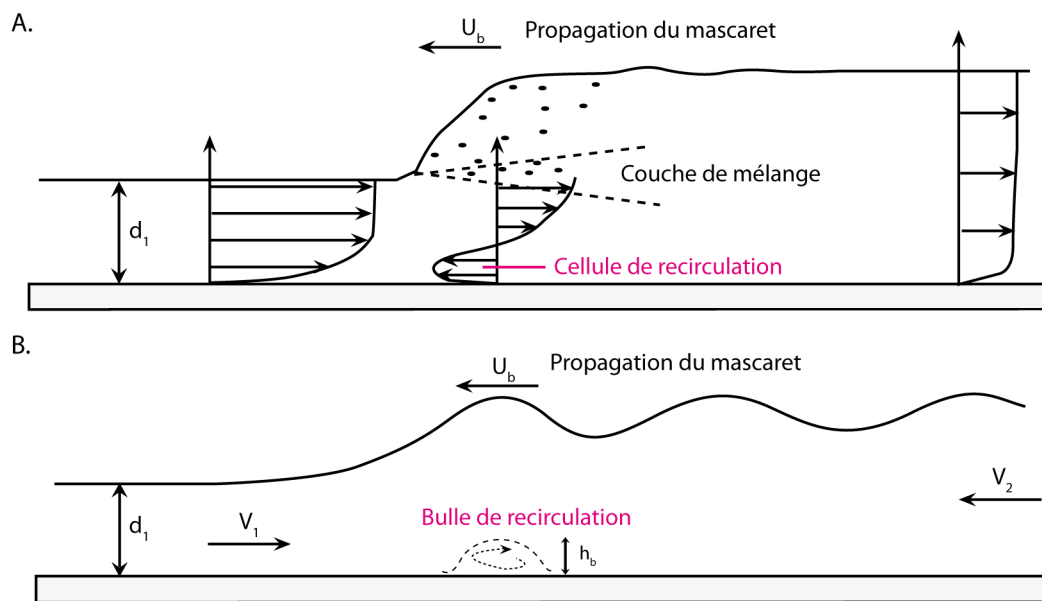


Fig.I. 19 : Modèles conceptuels avec la localisation de la cellule de recirculation (expérimentation en laboratoire - pas d'inversion de courant) : A. sur un mascaret déferlant (Chanson, 2008) et B. sur un mascaret ondulé (Chanson, 2005b)

In situ, les vitesses longitudinales (U) présentent une décélération pendant le passage du mascaret (comme dans les études de laboratoire). La soudaine augmentation de hauteur d'eau est accompagnée d'une augmentation de vitesse longitudinale vers l'amont (donc une inversion de courant) (Wolanski *et al.*, 2004 ; Simpson *et al.*, 2004 ; Koch et Chanson, 2009 ; Chanson, 2010a).

Il faut noter que dans les études en laboratoire le courant ne s'inverse pas dans la colonne d'eau, mais s'inverse uniquement sur le fond créant ainsi une zone de recirculation.

Dans les études *in situ*, le temps entre le passage du mascaret et l'inversion du courant dépend de la distance du site de mesure vers l'amont et de la position de la mesure dans la colonne d'eau. Sur le site de Podensac (Garonne), l'inversion du courant a lieu 5 à 10 min après le passage du front

(Cébile, 2010 - Fig.I. 20). Plus en aval, les mesures réalisées par Chanson *et al.* (2011), montrent une inversion immédiate de l'écoulement à 0.8 m de la surface libre dans des conditions de marnage similaires.

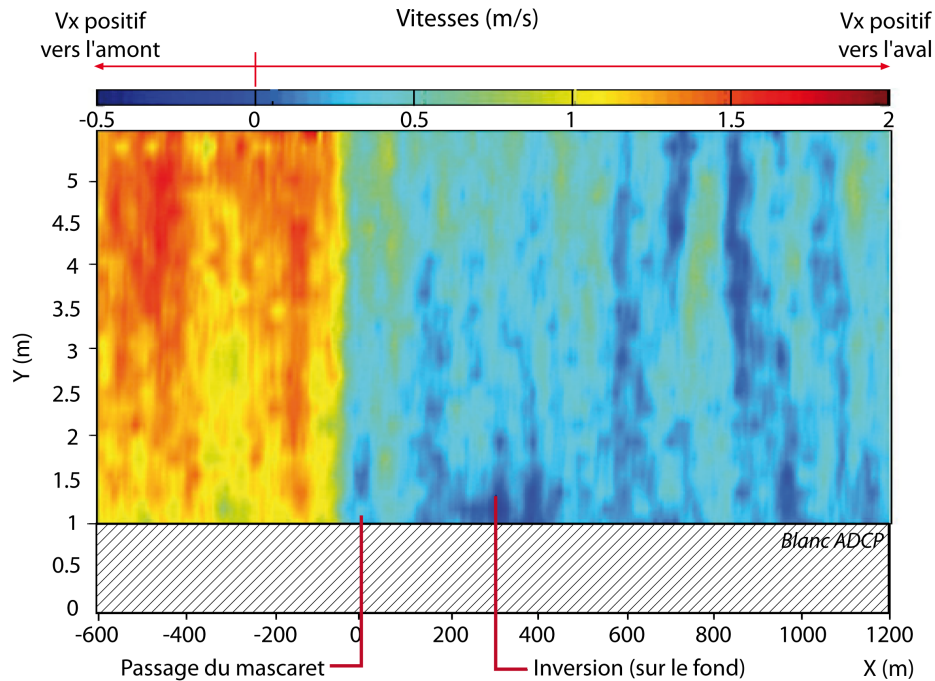


Fig.I. 20 : Résultats d'une campagne de terrain ADCP sur la Garonne (vitesses longitudinales sur la totalité de la colonne d'eau) - Passage du mascaret à $X = 0$ (d'après Cébile, 2010)

D'après des mesures de profils de vitesse en Garonne, le phénomène d'inversion débute par le fond du fleuve (Cébile, 2010). Des observations similaires ont été réalisées par M. Partiot (dans Bazin, 1865) à l'aide de bouées placées à différentes hauteurs dans la colonne d'eau sur la Seine.

Limites du modèle physique

Un certain nombre d'auteurs (Montes et Chanson, 1998 ; Chanson, 2005a,b) exposent les limites de la modélisation physique. La plupart des évolutions rapides de pression et de vitesse sont également observées sur des expérimentations de ressauts hydrauliques stationnaires. L'écoulement est donc fortement affecté par les parois inférieures (fond du chenal) et les parois latérales. Il est estimé que le cisaillement est dominé par la redistribution du débit par les systèmes de pompes en aval du canal (pompe à hélice entraînant un courant résiduel). Le mode de développement du mascaret en canal peut également être critiqué. Les études dont sont extraits les résultats présentés précédemment, simulent le mascaret avec une fermeture de porte pour créer la propagation du mascaret.

Les résultats expérimentaux ont montré que le passage du mascaret est toujours associé à de grandes fluctuations de surface libre et de vitesses (sur les trois composantes).

5.2. Contraintes turbulentes – TKE

A partir des mesures de vitesse dans un mascaret, des auteurs (Simpson *et al.*, 2004 ; Mouazé *et al.*, 2010 ; Simon, 2013) calculent les contraintes turbulentes normales et tangentielles et l'énergie turbulente cinétique (TKE). Le passage d'un écoulement de rivière laminaire à un écoulement turbulent durant le passage du mascaret représente une des manifestations la plus spectaculaire de l'apport d'énergie de l'océan par les forces de marée. Après le passage du mascaret, l'écoulement devient tridimensionnel ce qui traduit un niveau important de turbulence qui augmente les capacités de mélange du système. Son intensité est classiquement mesurée par l'énergie cinétique turbulente (TKE). Lorsque les instruments utilisés permettent d'acquérir les données à une fréquence d'échantillonnage d'au moins 20 à 25 Hz, il est possible d'estimer avec précision les paramètres de l'écoulement turbulent telles que les fluctuations turbulentes, les contraintes turbulentes ou la TKE (Simpson *et al.*, 2004 ; Chanson, 2009b ; Simon, 2013).

Dans ces différentes études, la contrainte turbulente augmente brusquement au passage du mascaret. Koch et Chanson (2009) remarquent une différence nette de cette contrainte turbulente selon la profondeur de mesure et selon la forme du mascaret (déferlant ou ondulé). Mais dans les deux cas de mascaret, ils montrent que le passage du mascaret est associé à de rapides fluctuations de l'ensemble des contraintes turbulentes et à toutes les élévations verticales.

Dans une étude *in situ* sur la rivière Dee, Simpson *et al.* (2004) calculent l'intensité cinétique turbulente, les tensions de Reynolds et la production de la TKE au cours de passage d'un mascaret déferlant (Fig.I. 21). Immédiatement après l'inversion de sens du courant, Simpson *et al.* (2004) observent une augmentation brusque de l'énergie cinétique turbulente (Fig.I. 21C) (jusqu'à plus de 100 J/m^3) qui se dissipe rapidement (jusqu'à 20 J/m^3) lorsque le niveau d'eau continue à augmenter même si les vitesses restent importantes ($\sim 1 \text{ m/s}$ - Fig.I. 21B). La production de TKE est également élevée, approchant 2 W/m^3 contre 0.1 W/m^3 pendant le jusant. Simpson *et al.* (2004), montrent que l'intensité de l'énergie turbulente (TKE) est indépendante du marnage.

Par contre, pendant cette période, les contraintes de cisaillement augmentent lentement jusqu'à 5 N/m^2 (alors qu'au jusant $\sim 1 \text{ N/m}^2$) avec un maximum mesuré 40 minutes après le passage du mascaret (Fig.I. 21D). Sur un autre site de mesure *in situ* (baie du Mont-Saint-Michel), Mouazé *et al.* (2010) montrent également des contraintes turbulentes tangentielles (non filtrées) significativement plus importantes lors du passage du mascaret déferlant que lors du jusant. Ils calculent des contraintes turbulentes normales supérieures à 100 N/m^2 après le mascaret et des contraintes tangentielles supérieures à 50 N/m^2 . Chanson *et al.* (2010) indiquent des valeurs encore plus élevées en

Garonne avec des contraintes normales de 400 N/m^2 et des contraintes tangentielles de 250 N/m^2 pendant le passage d'un mascaret ondulé. Chanson et Docherty (2012) trouvent des contraintes turbulentes beaucoup plus faibles dans des études en laboratoires (également pour un mascaret déferlant). Elles augmentent de 0.6 N/m^2 à 2.5 N/m^2 après le passage du mascaret sur un fond lisse et de 0.8 à 4 N/m^2 sur un fond rugueux. Ces observations sont également conformes à l'étude de Koch et Chanson (2009).

Chanson (2005a) montre que d'importantes fluctuations de vitesse et de contraintes de Reynolds sont enregistrées sous la première crête et sous les éteules. Pour ce type de mascaret, l'effet serait plus durable car dans le cas d'un mascaret ondulé étudié en canal, la renverse du courant sur le fond est associée à une contrainte de cisaillement très importante sur le fond. Bonneton *et al.* (2011a), montrent par des mesures de vitesse sur un profil vertical une couche limite très cisaillée. Dans la comparaison des deux types de mascaret, Dolgopola (2013) précise que les contraintes de cisaillement sont 30 fois plus élevées dans le cas d'un mascaret déferlant. Pendant la période où les vitesses sont importantes après le passage du mascaret, la production de TKE et les contraintes de cisaillement restent élevées, la mesure de rétrodiffusion acoustique montre des valeurs importantes qui peuvent être reliées à une forte remise en suspension.

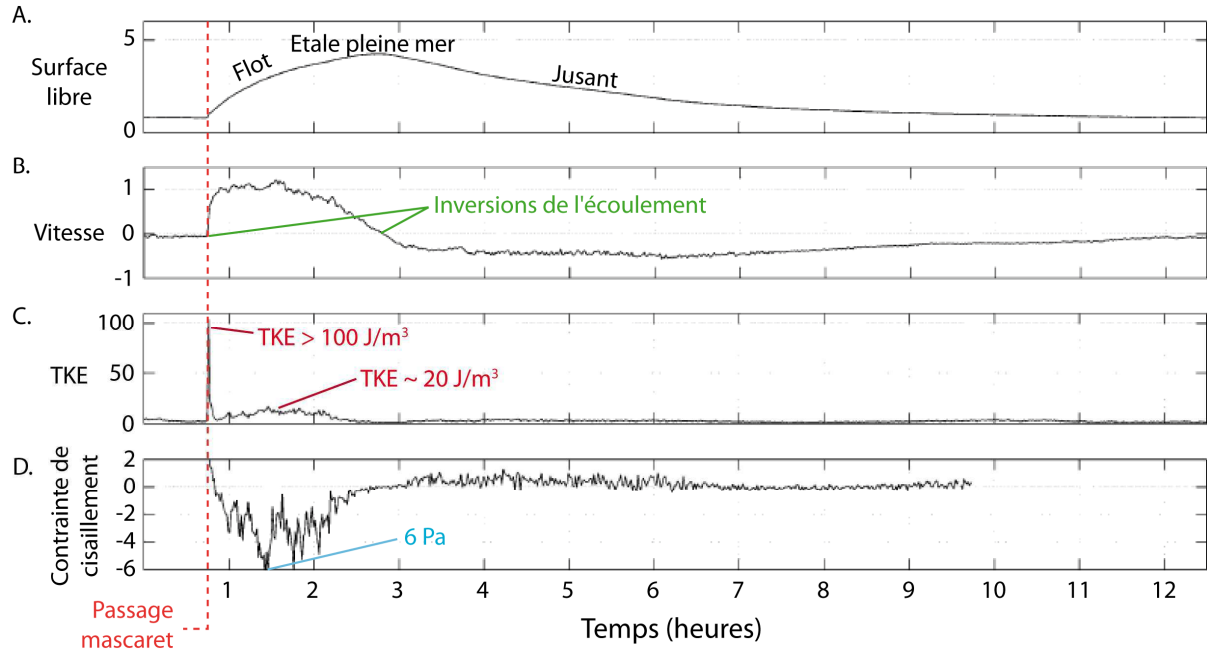


Fig.1. 21 : Un cycle de marée (15 mai, 2002) sur la rivière Dee. A. Evolution de la surface libre (m) ; B. Vitesse longitudinale (m/s) ; C. Energie cinétique turbulente (J/m^3) ; D. Tension de Reynolds (Pa) (modifié de Simpson *et al.*, 2004)

Des études sont réalisées sur les deux types de mascaret (ondulé et déferlant) et présentent un écoulement et des paramètres de turbulences associées différents. Dans le cas du déferlant, les vitesses varient rapidement sous le front et sont associées à des contraintes turbulentes importantes. Dans le cas d'un mascaret ondulé, le maximum de cette contrainte turbulente est observé devant chaque crête d'éteule derrière le front.

Dans les deux cas, un pic d'énergie cinétique turbulente est enregistré pendant le passage du mascaret.

Sur cet aspect, il serait nécessaire de réaliser des expérimentations de terrains ayant pour objectifs de comparer les contraintes de cisaillement à différentes élévations dans la colonne d'eau pour différents nombres de Froude.

5.3. Influence du mascaret sur les sédiments

5.3.1. Erosion et transport en suspension des sédiments

Plusieurs études ont démontré l'impact du mascaret sur le transport sédimentaire (Chen *et al.*, 1990 ; Chanson, 2005a ; Simon *et al.*, 2011 ; Fan *et al.*, 2012). Le passage du mascaret génère une zone de mélange des sédiments fins (Kjerfve et Ferreira, 1993 ; Wolanski *et al.*, 2004 ; Chanson, 2005a). Ces études mettent en évidence un affouillement du fond vaseux et une mise en suspension des matériaux fins au passage du mascaret.

D'après certains auteurs (Donnelly et Chanson, 2002 ; Wolanski *et al.*, 2004 ; Chanson, 2005a, 2005b ; Koch et Chanson, 2008 ; Chanson et Tan, 2010), les mascarets ondulés induisent le transport sédimentaire le plus intense, car les éteules contribuent à maintenir les sédiments en suspension. La cellule de recirculation observée dans le paragraphe précédent (Chanson, 2001 ; Chanson, 2005b) sous la première crête avec une hauteur maximale de $0.47*d_{max}$ (avec d_{max} , hauteur sous la crête) est associée à un cisaillement intense sur le fond. Cela provoque un affouillement et la dispersion des sédiments dans la colonne d'eau par de grandes cellules turbulentes (Chanson, 2003, 2009b ; Koch et Chanson, 2008) (voir Fig.I. 22B). A chaque passage d'éteules, le phénomène continue provoquant ainsi une érosion de plus en plus intense (Voir Fig.I. 22C). Afin de confirmer ces hypothèses, l'auteur fait référence à l'opacité de l'eau après le passage d'un mascaret sur le terrain ce qui suggère des mouvements de sédiments importants (Chanson, 2005b). De plus, les grandes structures tourbillonnaires révélées grâce aux récents travaux numériques (Simon, 2013), indiquent qu'une grande quantité de sédiment peut être mobilisée et transportée en amont.

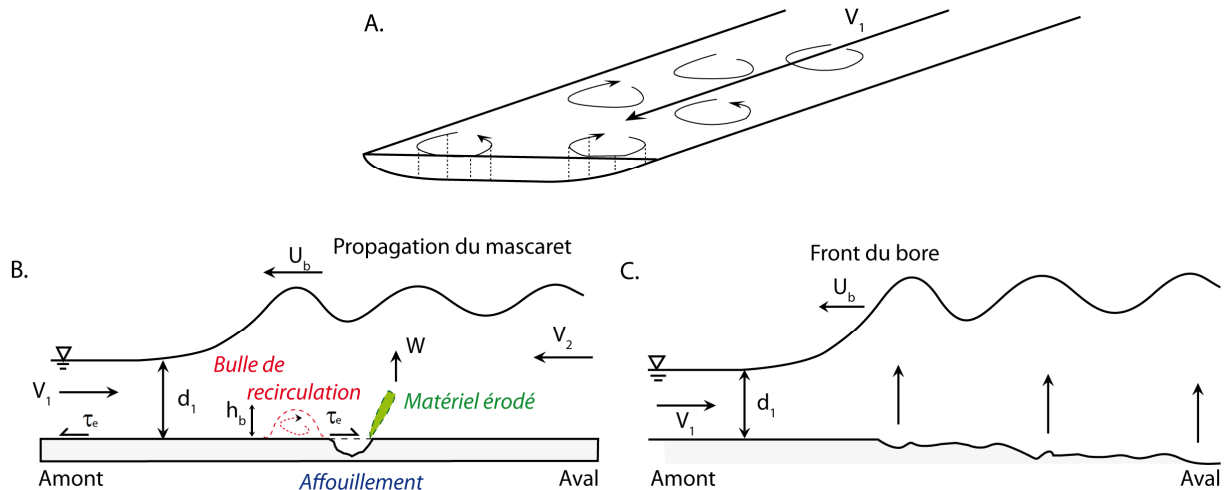


Fig.I. 22 : A. Emplacement des cellules verticales de recirculation (Wolanski et al., 2004) ; B. Schéma de l'affouillement créé par le mascaret ondulé et de la dispersion des sédiments dans la colonne d'eau (Chanson, 2005a) ; C. Schéma de l'érosion progressive sous le passage d'un front ondulé et de ces éteules (Chanson, 2008)

De grandes structures à axes verticaux sont observées dans l'estuaire du Daly (Wolanski et al., 2004) environ 20 minutes après le passage du mascaret (Fig.I. 22C). Ces grandes structures permettraient de maintenir une concentration minimale de sédiment en suspension. Cette hypothèse est d'ailleurs confirmée par Fan et al. (2012) avec une mesure importante de concentration en sédiment pendant 30 minutes après le passage du mascaret sur le Qiantang. A plus petite échelle, Chanson et Tan (2010) ont réalisé une étude sur la trajectoire des particules sous un mascaret ondulé et un mascaret déferlant en laboratoire. Pour chaque type de mascaret, ils mettent en évidence deux mouvements possibles des particules.

Pour le mascaret ondulé, i) les particules en surface ont une trajectoire hélicoïdale avec le maximum d'élévation verticale sous les crêtes et une advection vers l'aval sous les creux. Ces mouvements sont comparables aux trajectoires des particules sous des vagues régulières (Sawaragi, 1995) ; ii) près du fond, les particules chutent à cause de la décélération puis sont advectées vers l'amont.

Pour le mascaret déferlant, i) dans la partie supérieure de l'écoulement, les particules ont un mouvement pseudo chaotique ; ii) près du fond, les particules ont le même comportement que pour un mascaret ondulé. La multiplicité des trajectoires, montre l'existence de tourbillons à grande échelle dans lesquels les particules se trouvent piégées puis advectées vers l'amont ou l'aval.

Sur l'échelle d'une marée, Fan et al. (2012) réalisent des mesures de terrain sur le Qiantang (au niveau de Daquekou où le mascaret est le mieux développé). Ils présentent une évolution relative de la concentration en sédiment en NTU à 1 m au-dessus du fond et mettent en évidence une forte

augmentation de la concentration en sédiments 5 minutes après le passage du mascaret. Après 20 minutes, la turbidité diminue lors de l'étalement de haute mer pour ré-augmenter lors du jusant. Fan *et al.* (2012) citent une autre étude qui mesure des concentrations de matières en suspension (MES) de 70 g/L quelques minutes après le passage du mascaret (Lin *et al.*, 1998 dans Fan *et al.*, 2012). Dans l'étude de Chanson *et al.* (2011) sur la Garonne, des mesures de concentration en MES en surface ont montré des concentrations pouvant atteindre 100 g/L après le passage du mascaret (les concentrations en MES avant le mascaret sont de l'ordre de 30 g/L ce qui est élevé pour des conditions de rivières classiques).

*Remarques : Dans le cas de l'estuaire du Daly (Wolanski *et al.*, 2004), les mesures réalisées sur le terrain indiquent que la cause principale de remise en suspension des sédiments n'est pas le mascaret mais les courants de marées. Ces constatations sont reprises pour les estuaires de l'Ouse et le Trent (Angleterre) avec les mesures effectuées par Uncles *et al.* (2006). Les mesures effectuées ne montrent pas d'évolutions importantes de la concentration en sédiment au passage du mascaret. De plus, les vitesses verticales mesurées sur le terrain ne sont pas significatives sur le fond. Il n'y a donc pas de remise en suspension significative dans le cas d'un mascaret ondulé comme mesuré en laboratoire. Cette différence est expliquée par la rugosité naturelle qui perturbe l'écoulement près du fond et amortit les mouvements des sédiments.*

5.3.2. Déformation des dépôts sédimentaires par le passage d'un mascaret

Des sédiments présentant un minimum de cohésion peuvent se déformer jusqu'à produire des plans de fracture bien définis sans que la lamination n'en soit affectée. Les sédiments peu cohérents sont affectés par une déformation continue, sans fracturation, avec éventuellement une torsion de la lamination. La plupart des déformations observées peuvent être classées en quelques grandes catégories (Fig.I. 23) :





Figure de charges	Couche sable/couche argileuse	Charge de recouvrement (comblement/onde sismique)	
Structure en flammes	Couche sable/matériau fin (argile/silt)	Injection matériau fin dans couche sableuse - Phénomène de surcharge et traction suite à un apport massif	
Pseudonodules ou structures en traversin	Couches sableuses	Indique une vitesse de sédimentation rapide - passage d'onde sismique favorisant un échappement de fluide et une remobilisation des sédiments	
Convolutes	Sables fins et silts	Liquéfaction d'une couche de sédiments - courants de traction à l'interface eau/sed, surcharge sed locale, chocs, compaction par émersion	
Glissements en masse		Masse de sédiment qui a glissé sous l'effet de la gravité - pentes fortes, chocs	

Fig.I. 23 : Classification de quelques types de déformations de couches sédimentaires déposées

Dans tous ces cas, les sédiments sont déformés par un phénomène brutal qui déstructure les sédiments déjà déposés. Dans un environnement littoral, ces déformations peuvent être une réponse i) au flux de marée (Bjerrum, 1973) ; ii) à des vagues de tempêtes (Palmer, 1976) ; iii) à des vagues déferlantes (Dalrymple, 1979) ; iv) du *slumping*⁴ (Elliott et Williams, 1965) ; v) à un écoulement rapide et chargé (Dzulynski et Walton, 1965) ; vi) au développement de tsunami et de raz de marée (Murakoshi et Masuda, 1991) ; vii) au développement d'un mascaret (Tessier et Terwindt, 1994) ou encore viii) à des séismes (Youd, 1973 ; Lowe, 1975).

Dans l'ancien, la plupart des déformations de ce type sont attribuées à des sismites (e.g. Dugué, 1989) et peuvent être utilisées pour estimer les amplitudes de séisme et leur récurrence (Pope *et al.*, 1997 ; Greb et Dever, 2002 ; Merriam et Förster, 2002 ; Obermeier *et al.*, 2002). Des essais en laboratoire ont validé ces formes de déformations dans des sédiments non consolidés sous vibrations (Allen, 1982 ; Moretti *et al.*, 1999).

Les premières déformations en lien avec le mascaret ont été analysées par Tessier et Terwindt (1994) dans la baie du Mont-Saint-Michel (France), puis par Greb et Archer (2007) dans le Turnagain (Alaska) puis récemment dans le Qiantang (Chine) par Fan *et al.* (2012, 2014).

⁴ *Slumping* = effondrement gravitaire

Les déformations observées par Tessier et Terwindt (1994) dans la baie du Mont-Saint-Michel, affectent un sédiment constitué d'une alternance de lits silto-sableux et de lits silto-argileux donnant lieu à des litages plans ou des litages de rides de type « *flaser-, wavy-, et lenticular-bedding* » (Bourcart et Charlier, 1959 ; Tessier *et al.*, 1989 ; Tessier, 1993) (Fig.I. 24A.). Tessier et Terwindt (1994) mettent en évidence deux types de déformations (Fig.I. 24B.):

- Des formes rondes, fermées, que l'on peut qualifier de « blagues à tabac ». Dugué (1989), décrit ce type de figures sédimentaires comme des déformations formées par liquéfaction de silts sous l'effet de secousses sismiques. Les observations réalisées à la pointe du Grouin de ces figures particulières sont situées le long des berges situées à la confluence entre le chenal principal et les petits chenaux secondaires.
- Des formes en plis à axe horizontal présentes en bordure du chenal principal, le long des sections les plus rectilignes.

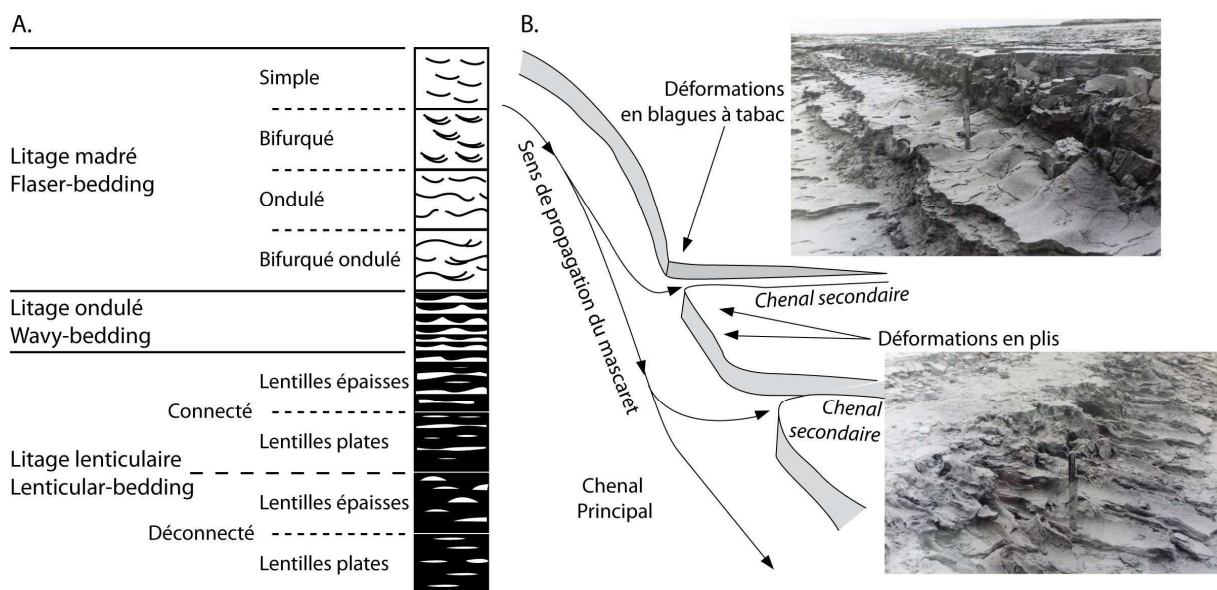


Fig.I. 24 : A. Litages de rides de types *flaser-, wavy- et lenticular-bedding* (d'après Reineck et Wunderlich, 1968) ; B. Localisation des déformations dans le chenal et photographies des déformations en plis et en blagues à tabac (d'après Tessier et Terwindt, 1994)

Plus récemment, Fan *et al.* (2012 ; 2014) mettent en avant dans des carottes prélevées dans le Qiantang, des faciès sédimentaires en lien avec le passage du mascaret :

- Un faciès ES constituant une base érosive plane ou ondulé ;
- Un faciès MB représentant un lit massif sableux ;
- Un faciès PL avec des litages déformés.

Grâce à ces observations, il est possible de retrouver ces déformations dans des sédiments anciens, et ainsi connaître les régimes d'écoulement. Cette démarche a été réalisée par Martinus et Gowland (2011) dans des dépôts jurassiques puis par Chamizo-Borreguero *et al.* (2012) dans les dépôts crétacés.

Dans l'étude de Martinus et Gowland (2011), le dépôt interprété comme étant lié au mascaret présente une surface d'érosion d'environ 20 à 30 cm de large et de 15 cm de profondeur (Fig.I. 25A et B). Cette surface d'érosion est recouverte par une épaisseur importante de sédiments sableux.

Ces dépôts caractéristiques sont décrits comme une déformation de surface (structure d'échappement de fluide et convolute) et un litage massif de sédiments mal classés en raison d'une sédimentation rapide correspondant aux faciès ES et MB définis par Fan *et al.* (2012 ; 2014).

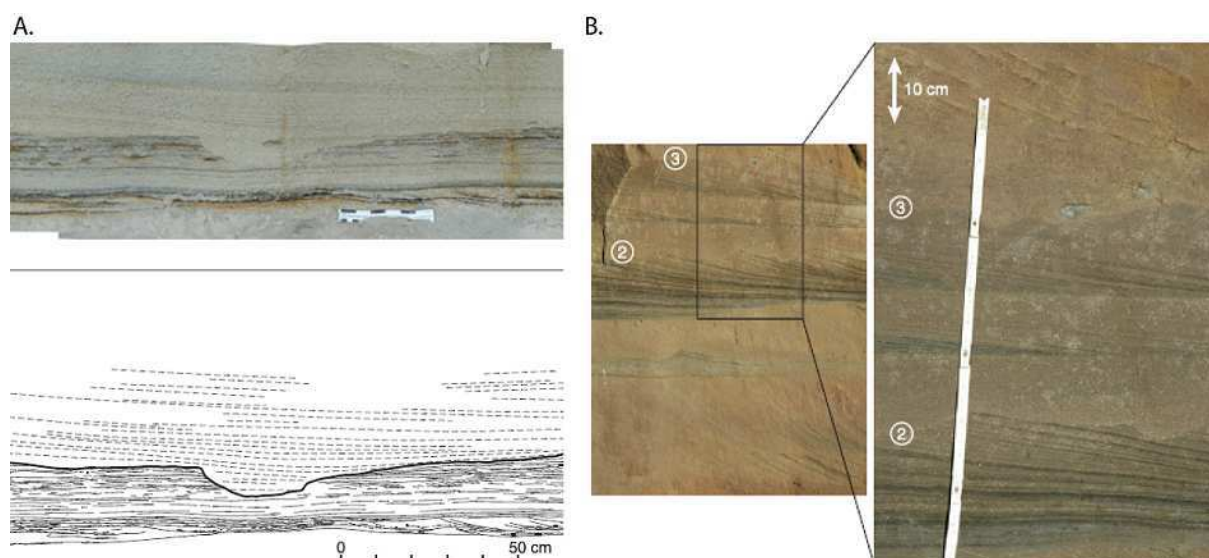


Fig.I. 25 : A. Exemple d'une surface d'érosion asymétrique et irrégulière ; B. Exemple de trois surfaces d'érosion (Martinus et Gowland, 2011)

Greb et Archer (2007) évoquent l'idée que certaines déformations pourraient être mal interprétées dans la littérature et que leur genèse serait due au développement d'un mascaret. Cela souligne l'importance d'étudier et de comprendre le processus de déformations associé au mascaret.

5.4. Salinité et température

La question de l'évolution de la salinité et de la température dans le mascaret est posée dans quelques études globales sur le mascaret (Kjerfve et Ferreira, 1993 ; Reungoat *et al.*, 2012 ; Dolgopola, 2013). Il faut rappeler que la montée de la marée dans un estuaire fonctionne en deux temps : i) la marée dynamique et ii) la marée saline (Avoine, 1981 ; Allen *et al.*, 1980).

La marée saline pénètre jusqu'à un point situé largement en aval du point de la marée dynamique. L'intrusion saline se termine en général par un coin, limité par la courbe isohaline de 0.5 ‰ qui repose sur le lit de la rivière. Sa position varie en fonction du marnage et du débit fluvial.

La remontée du front salin synchrone avec le mascaret peut avoir une influence :

- i) sur les sédiments fins entraînant le phénomène de floculation et donc sur le transport sédimentaire (lorsque la salinité est entre 0 et 5 ‰, elle peut modifier les forces électrochimiques) (Le Hir, 2008) ;
- ii) sur les écosystèmes, les espèces suivant le front du mascaret pour se nourrir ne seront pas les mêmes.

Dolgopolava (2013) indique que le développement d'un mascaret contribue au transfert de la masse saline vers l'amont lorsque celui-ci se développe dans la zone d'intrusion saline. Dans le cas où le mascaret se développe hors zone, il n'a aucune influence sur la remontée de la marée saline comme mis en évidence dans l'étude de Reungoat *et al.* (2012) sur la Garonne. Les mesures de salinité et température sont quasiment identiques avant le passage du mascaret jusqu'à l'étale de pleine mer.

Kjerfve et Ferreira (1993) mesurent la température et la salinité sur le Rio Mearim (Brésil). Ils mesurent une augmentation de ces paramètres 18 minutes après le passage du mascaret. Un retard du front salin est également mesuré dans Davies (1988) sur la rivière Mersey (UK).

Le retard mesuré dans l'arrivée du front salin ou son absence dépend de l'emplacement du site de mesure. Plus le site de mesure est situé en amont de la rivière, moins la marée saline sera enregistrée.

6. Parenthèse numérique

Le mascaret peut également être modélisé numériquement. A l'aide de ces modèles, il est possible d'étudier les trois dimensions du flux en résolvant les équations de Navier-Stokes ou l'évolution en deux dimensions de la surface libre en utilisant les équations de Saint-Venant ou l'équation de Boussinesq. Ce deuxième aspect en utilisant les équations de Saint-Venant a été utilisé dans plusieurs études (Caputo et Stepanyants, 1999 ; Su *et al.*, 2001 ; Madsen *et al.*, 2005 ; Lu *et al.*, 2009). Ils proposent un modèle pour prédire rapidement la célérité et la hauteur moyenne du mascaret dans un estuaire. Ils présentent également une visualisation intéressante de la propagation d'un mascaret dans un estuaire (Wang *et al.*, 2009).

Les méthodes numériques utilisées pour modéliser l'évolution de la surface libre sont souvent testées sur des configurations simples telles que la propagation d'une onde positive dans un canal rectangulaire. La surface libre est résolue en supposant une vitesse d'écoulement moyenne sur la colonne d'eau.

Le développement et la propagation d'un mascaret ondulé ont également été simulés par Peregrine (1966). La forme du front était en accord avec des observations expérimentales considérant un écoulement uniforme.

Il existe des limites à l'utilisation de la technique « *depth-average* » car seule une surface libre continue peut être modélisée et la structure de l'écoulement n'est jamais connue en détail. Donc il n'est pas possible de modéliser un mascaret déferlant ou un écoulement turbulent. Par exemple, cette méthode ne peut pas reproduire la cellule de recirculation sous le front et son effet sur l'écoulement. La simulation de l'écoulement complet nécessite de résoudre l'équation de Navier-Stokes avec une méthode pour identifier la surface libre.

Il est possible de simuler un mascaret en configuration simple. Des simulations ont été effectuées pour conserver une interface bi-fluide par Hirt et Shannon (1968) et Hirt et Nichols (1981). Des modèles 2D d'un écoulement sous une onde positive déferlante basés sur des données expérimentales ont été testés (Koch et Chanson, 2008 ; Furuyama et Chanson, 2008, 2010). Les résultats sont en accord avec les données expérimentales, et l'inversion de l'écoulement à proximité du lit est également observée.

Une autre simulation de la même configuration a été testée par Lubin *et al.* (2010) (Fig.I. 26A) et est conforme aux données expérimentales comme la décélération observée sous le front du mascaret, les importantes fluctuations de vitesse après le passage ainsi que la présence de structures de recirculation.

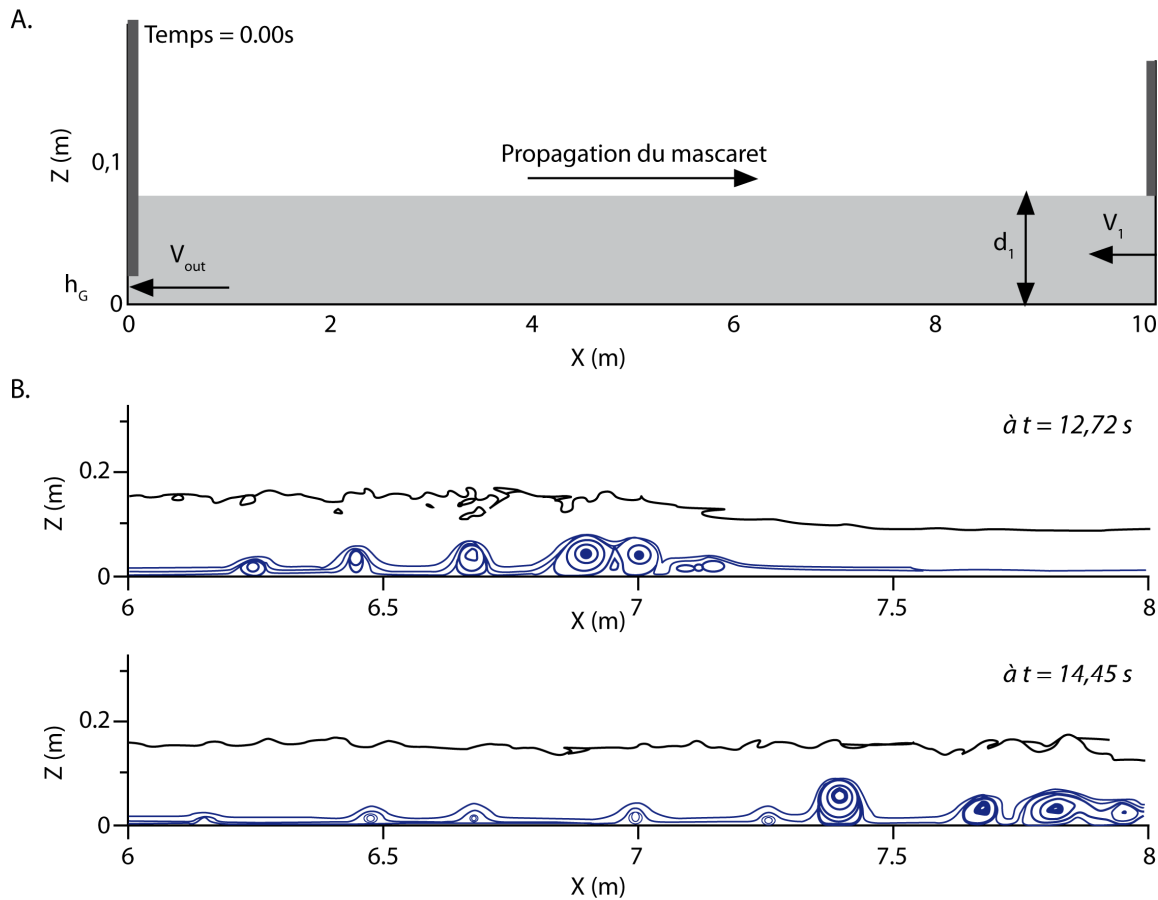


Fig.I. 26 : Modélisation numérique d'un mascaret ; A. Conditions initiales pour la génération du mascaret immédiatement après la fermeture de la porte ; B. Cellules de recirculation sous la propagation d'un mascaret (d'après Lubin et al., 2010)

Les lignes de courant montrent la macroturbulence créée par le mascaret déferlant et qui se propagent avec l'avancée du front (Fig.I. 26B). La simulation 3D a été testée par Simon *et al.* (2011) et Simon (2013). Pour la première fois, des mascarets ondulés ont été générés avec ou sans turbulence initiale. Les observations globales au niveau de la surface libre ont été comparées avec succès avec des données expérimentales en laboratoire. Des inversions de vitesse sous le passage des crêtes des ondes secondaires et des grandes structures turbulentes en arrière du front ont été observées. Simon (2013) a également mis en évidence la nécessité d'un modèle en 3D pour avoir accès à toutes les informations telles que l'apparition d'ondes transversales et de structures cohérentes. Cependant, il précise que l'étude manque d'exactitude en raison d'une grille avec des mailles trop grossières et quelques limitations du code numérique. Comme dans le cas des expérimentations en canal, le flux ne s'inverse pas contrairement aux observations d'un mascaret naturel. Par conséquent, la dynamique de l'écoulement dans les modèles (numériques et expérimentaux) pourrait être différente de l'écoulement lors du développement d'un mascaret *in situ*.

7. Conclusion

Les mascarets sont des phénomènes se produisant dans des chenaux tidaux situés dans des environnements estuariens à fort marnage, macro à hypertidaux. Son développement est contraint par de nombreux facteurs tels que la morphologie globale de l'estuaire, la morphologie locale, les propriétés d'écoulement des rivières et le marnage global et local.

Les mascarets sont reconnus comme ayant un fort impact sur les sédiments. Des mesures montrent des concentrations en MES très élevées pour un environnement estuarien. Cette remise en suspension importante des sédiments peut avoir des conséquences majeures sur certains sites. Il peut s'agir de sa participation au comblement d'un estuaire ou la remise en suspension de métaux lourds toxiques et de déchets industriels enterrés dans le lit de la rivière (exemple de la rivière Mersey au Royaume-Uni). Dans la littérature, nous retrouvons des éléments très contradictoires sur l'impact réel du mascaret sur les sédiments. Ces phénomènes de remise en suspension n'ayant pas encore été mesurés finement, l'impact du mascaret sur le transport sédimentaire est en fait encore mal connu.

En lien direct avec la remise en suspension des sédiments, les processus hydrodynamiques au passage du mascaret ont été décrits pour la plupart des cas, à partir de modélisation d'un mascaret en canal. Certains des processus mis en évidence en canal ont été validés par des mesures de terrain ponctuelles telles que l'augmentation de la turbulence et du cisaillement après le passage du mascaret et les variations de vitesse dans l'écoulement.

L'objectif de cette thèse est d'apporter une vision quantitative et intégrée sur la formation et l'évolution du mascaret en contexte macro et hypertidal, à travers l'exemple du développement de mascarets dans la baie du Mont-Saint-Michel. En utilisant une approche pluridisciplinaire, nous essaierons de répondre aux questions suivantes :

- **Le comportement hydrodynamique mesuré lors du passage d'un mascaret est-il en accord avec les évolutions décrites dans la bibliographie ? Peut-on mesurer plus finement les processus turbulents *in situ* ?**
- **Peut-on valider la modélisation de l'écoulement en canal avec les données acquises *in situ* ?**

- **Est-il possible de quantifier le transport sédimentaire lors du passage d'un mascaret ?
Est-ce bien le mascaret qui entraîne une suspension élevée ? et quelles sont les origines du sédiment en suspension dans la colonne d'eau ?**
- **Peut-on déterminer l'influence du mascaret sur le fond sédimentaire ? A court terme ?
à long terme ?**
- **Comment l'influence du mascaret sur le fond sédimentaire peut-elle être enregistrée
dans les dépôts sédimentaires ?**

Chacune de ces questions sera abordée sous différents angles : mesures et observations de terrain, expériences et mesures en laboratoire, modélisation en canal à courant. La diversité et la complémentarité des méthodes mises en œuvre devraient permettre de conforter les observations et les hypothèses, grâce à une vision intégrée de la formation et de l'évolution des mascarets.

Chapitre 2

La baie du Mt St Michel et ses mascarets

1.	PRESENTATION GENERALE DE LA BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL.....	53
1.1.	Cadre géographique et géologique	53
1.2.	Contexte hydro-sédimentaire	55
1.2.1.	<i>Marnage et vitesses des courants de marée dans la Baie du Mont-Saint-Michel.....</i>	<i>55</i>
1.2.2.	<i>Régime des vents, houles et agitations.....</i>	<i>58</i>
1.2.3.	<i>Le régime hydrologique de la Sée et de la Sélune.....</i>	<i>60</i>
1.2.4.	<i>Flux sédimentaires dans la baie du Mont-Saint-Michel.....</i>	<i>63</i>
1.3.	Le mascaret dans la baie du Mont-Saint-Michel	68
2.	LE SITE DE MESURE.....	70
2.1.	Choix du site « le Bateau »	71
2.2.	Caractéristiques du site du Bateau (marnage, débit, bathymétrie).....	72
3.	ETAT DES CONNAISSANCES SUR LE SEDIMENT DU SITE D'ETUDE.....	76
3.1.	Origine et faciès de la tange	77
3.2.	Propriétés physiques de la tange	80
3.2.1.	<i>Propriété thixotropique de la tange.....</i>	<i>81</i>
3.2.2.	<i>Tassement et perméabilité de la tange</i>	<i>82</i>
3.2.3.	<i>Paramètres critiques d'érosion</i>	<i>84</i>
3.2.4.	<i>Tange en suspension et phase de dépôt</i>	<i>95</i>
4.	CONCLUSION.....	100

Afin d'étudier le phénomène du mascaret *in situ*, des expérimentations ont été menées dans la baie du Mont-Saint-Michel. Trois rivières se jettent à l'Est de la baie offrant de nombreux sites propices au développement et à la propagation de mascarets.

Ce deuxième chapitre propose i) une présentation générale de la baie du Mont-Saint-Michel (situation géologique et géographique, contexte hydrodynamique, localisation des sites de développement des mascarets sur les trois principales rivières) ; ii) une description précise du site choisi pour l'instrumentation du mascaret avec les caractéristiques hydrodynamiques (marnage et débit) lors des 35 marées instrumentées entre janvier 2011 et mai 2013 ; iii) l'état des connaissances sur le sédiment en place sur le site de mesure (la tange). Ces connaissances ont été approfondies par différentes approches (terrain et laboratoire) et les résultats sont synthétisés dans le paragraphe 3 de ce chapitre.

1. Présentation générale de la baie du Mont-Saint-Michel

1.1. Cadre géographique et géologique

La baie du Mont-Saint-Michel occupe le fond du golfe Normand-Breton. D'une superficie de 500 km², elle s'ouvre en « V » sur la mer de la Manche, entre les pointes rocheuses du Grouin (côte nord bretonne) et de Champeaux (au sud de la péninsule du cotentin).

Le cadre géologique de la baie du Mont-Saint-Michel s'inscrit dans le contexte général de formation du Massif Armoricaire (Fig.II. 1). Le substrat est essentiellement composé de terrains sédimentaires d'âge protérozoïque (~ 600 Ma). La structuration des schistes et des grès briovériens, plissés et métamorphisés, sont la conséquence des orogénèses cadomienne et varisque (L'Homer *et al.*, 1999). Au cours de l'orogénèse cadomienne (~ 550 Ma), le socle est traversé par des granitoïdes formant d'ouest en est les massifs de Saint-Malo, de Saint-Broladre, d'Avranches et de Carolles. Plus tardivement, s'ajoutent des intrusions de leucogranites formant le Mont-Dol, le Mont-Saint-Michel et Tombelaine. Ces différentes formations cristallines ont été mises en relief par l'érosion des schistes briovériens encaissants, formant ainsi les contours et les fonds de la baie du Mont-Saint-Michel (Larsonneur, 1989).

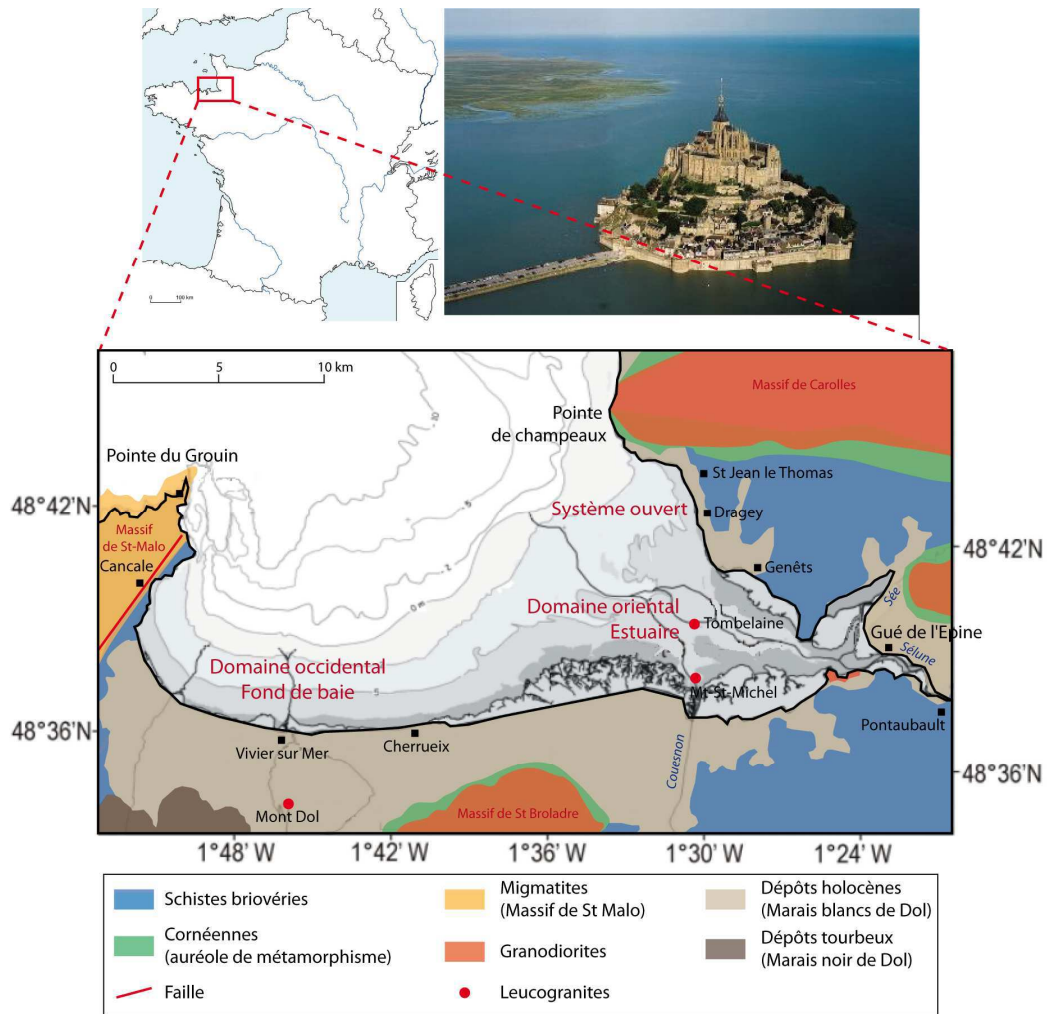


Fig.II. 1 : Situation géographique et géologique de la baie du Mont-Saint-Michel au fond du Golfe Normand-Breton (d'après Larssonneur, 1989 et L'Homer et al., 1999)

La baie du Mont-Saint-Michel est principalement issue du dernier cycle glaciaire/interglaciaire. La dernière chute du niveau marin a provoqué l'érosion de tous les sédiments marins déposés lors de la transgression précédente. Au cours du dernier maximum glaciaire (18 000 ans BP), le niveau marin se trouvait à -120 m par rapport au niveau actuel (Fairbanks, 1989 ; Pirazzoli, 1991). Lors de cette période, les vallées ont été sur-creusées pour répondre au réseau principal, incisé dans le substratum de la Manche par un réseau fluvial nommé le fleuve Manche (Lautridou et al., 1999). Lors de la dernière transgression post-glaciaire, la Manche a progressivement été inondée à nouveau. A partir d'environ 9000 BP la mer atteint les abords de la baie dont le remplissage marin commence alors. Les nombreuses études réalisées sur la baie à partir de sondages et de profils sismiques ont permis de retracer l'histoire de son remplissage holocène ainsi que ses caractéristiques : géométrie, épaisseur et nature des sédiments (Morzodec-Kerfourn, 1974 ; Clet-Pellerin et al., 1981 ; Billeaud, 2007 ; Tessier et al., 2010).

Aujourd'hui, la baie du Mont-Saint-Michel est caractérisée par trois environnements morpho-sédimentaires distincts dépendants du contrôle relatif des courants de marée, du régime des houles et de la dynamique fluviale (environnements localisés sur la carte Fig.II. 1) :

- Le domaine occidental correspond à un fond de golfe non estuarien abrité des houles, dominé par des courants de marée giratoires et influencé par l'agitation ;

- Le domaine oriental correspond à un vaste débouché estuarien formé par les rivières de la Sée, de la Sélune et du Couesnon, et fortement dominé par les courants de marée. Le fonctionnement morphodynamique de cet environnement estuarien est contrôlé par la migration des chenaux tidaux (Compain *et al.*, 1988 ; Larssonneur, 1989 ; Bonnot-Courtois *et al.*, 2002 ; Gluard, 2012). Cet estuaire peut être subdivisé en trois unités :

- i) L'unité interne constituée des vallées de la Sée et de la Sélune ;
- ii) L'unité médiane constituée des débouchés de la Sée et de la Sélune, caractérisée par la présence de chenaux de type méandrique et des chenaux de flot aux tracés plus rectilignes ;
- iii) L'unité externe formant un éventail pré-estuarien (delta de marée), complexe sableux constitué par un ensemble de chenaux de marée et de bancs sableux ;

- Au Nord-Est de la baie s'étend un ensemble de barrières sableuses littorales composé d'une plage et de plusieurs cordons dunaires. C'est un système ouvert exposé aux houles dominantes. L'évolution de cette côte sableuse est également sous influence du système estuarien dont les chenaux de marée, en migrant vers la côte, érodent régulièrement les flèches sableuses (Compain *et al.*, 1988 ; Tessier *et al.*, 2006 ; Billeaud *et al.*, 2007).

1.2. Contexte hydro-sédimentaire

Les paramètres hydro-sédimentaires de la baie du Mont-Saint-Michel tels que le marnage, les vents, les houles et les flux sédimentaires ont été largement décrits par Ehrhold (1999) et synthétisés par Billeaud (2007), Weill (2010) et Gluard (2012). Le régime hydrologique est détaillé à partir de données extraites de la BanHydro (www.hydro.eaufrance.fr) puis traitées dans cette étude.

1.2.1. Marnage et vitesses des courants de marée dans la Baie du Mont-Saint-Michel

La baie du Mont-Saint-Michel est soumise à un régime tidal semi-diurne (12h24 entre deux pleines mers consécutives). Elle est réputée pour son marnage exceptionnel pouvant atteindre 15 m en période de marée d'équinoxe (Ehrhold, 1999) ce qui correspond, d'après la classification d'Archer

(2013), à un marnage hypertidal-E (classe la plus élevée) (Fig.II. 2B). On peut noter que, par rapport à la forme en entonnoir des autres sites hypertidaux (Archer, 2013), la baie du Mont-Saint-Michel possède une géométrie large et évasée (Fig.II. 2A). Les amplitudes de marées exceptionnelles sont dues à l'amplification de l'onde de marée dans le golfe Normand-Breton. En pénétrant dans la Manche, l'onde de marée est amplifiée vers l'Est. Venant de l'océan Atlantique, elle est diffractée par l'effet barrière de la presqu'île du Cotentin entraînant la formation d'une onde stationnaire qui accroît son amplitude (Larsonneur, 1989 ; Larsonneur, 1994 ; Bonnot-Courtois *et al.*, 2002 ; Archer, 2013).

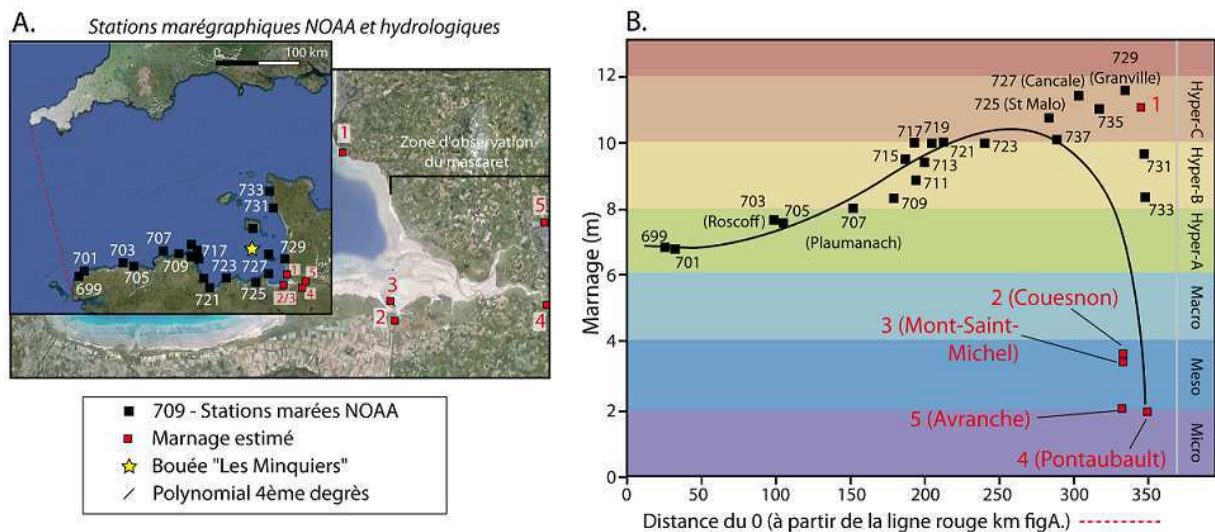


Fig.II. 2 : A. Classification des zones estuariennes de la baie du Mont-Saint-Michel, selon Archer (2013) (NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration); B. Evolution du marnage de l'entrée de la mer Manche jusqu'à l'amont des rivières Sée/Sélune (pour un marnage de 11.6 m à Granville) (modifiée de Archer, 2013)

L'amplitude de marée diminue ensuite à partir de l'entrée de la baie du Mont-Saint-Michel et ne cesse de décroître en pénétrant dans l'estuaire (Fig.II. 2B). L'énergie se dissipe sur les grandes étendues intertidales (la slikke) puis sur les schorres pour les marées les plus importantes. L'estuaire est donc de type hyposynchrone selon la classification de Le Floch (1961) (vu dans le Chapitre 1).

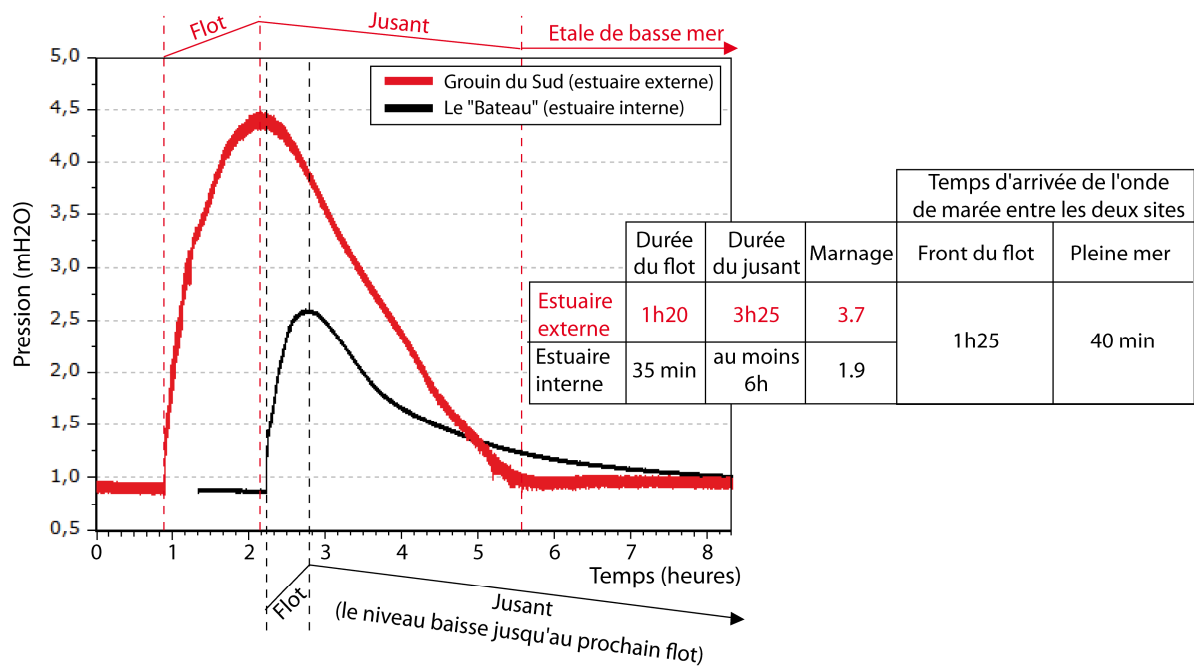


Fig.II. 3 : Evolution des hauteurs d'eau dans l'estuaire avec la mise en évidence de l'asymétrie de marée accentuée vers l'amont (étale de basse mer de 7h50 au Grouin du Sud). Données de deux capteurs de pression placés à 7.5 km de distance lors de deux marées à marnage similaire (Grouin du Sud en aval et au « bateau » en amont)

La baie du Mont-Saint-Michel est dominée par la marée qui contrôle en grande partie les régimes de courants depuis l'entrée de la baie. Ces courants variés vont entraîner des cycles de transports sédimentaires (Weill, 2010). Des courants giratoires sont présents dans la partie occidentale alors que des courants alternatifs sont observés au Nord-Est suivant l'axe de l'estuaire (Fig.II. 4A).

De façon générale, à l'entrée de la baie, la vitesse des courants de marée dépasse fréquemment 1 m/s, et diminue dans l'estuaire externe (0.3 à 0.7 m/s). Les vitesses atteignent cependant 2.5 m/s dans les chenaux estuariens (Larsonneur, 1989, 1994). Le rétrécissement de la largeur des chenaux canalise l'énergie de la marée dans les parties les plus internes de l'estuaire (Fig.II. 4B). Dans les études précédentes, les vitesses maximales des courants sont enregistrées au milieu du flot et du jusant (Ehrhold, 1999).

Ces variations de vitesse sont corrélées avec l'évolution de la forme de l'onde de marée depuis l'entrée de la baie. Il existe une très forte asymétrie de la marée avec le flot plus court et plus rapide que le jusant (Fig.II. 3). Cette asymétrie va s'amplifier vers l'amont de l'estuaire. Selon Migniot (1997), le jusant est 1.17 fois plus long que le flot et avec des vitesses mesurées 1.3 fois inférieures. Sur le site le plus externe (Grouin du Sud - courbe rouge Fig.II. 3), l'asymétrie de la marée est bien marquée et confirme les observations de Migniot (1997).

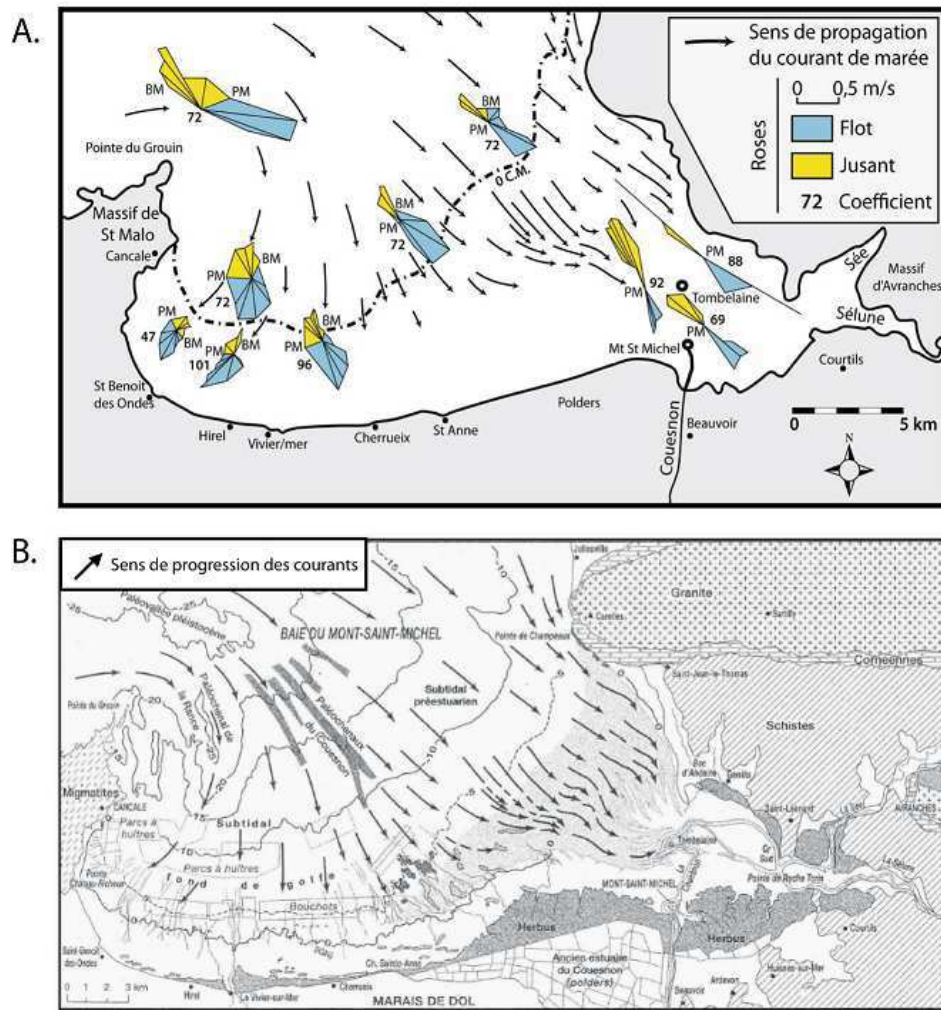


Fig.II. 4 : A. Roses des courants de marée (Weill, 2010 d'après Ehrhold, 1999). A l'Est, courants alternatifs et à l'ouest courants giratoires ; B. Trajectoires des courants de flot à basse mer +3h par coefficient de 102 (L'Homer et al., 1999)

1.2.2. Régime des vents, houles et agitations

Le régime des vents dans la région de la baie du Mont-Saint-Michel est étudié à partir des données brutes de la station Météo France de Dinard sur une période de 50 ans (1950-1999) (Fig.II. 5). Les données enregistrées sont des vitesses maximales ressenties sur 10 minutes et leur direction associée sur une période de 3 heures. Weill (2010) réalise une moyenne journalière sur ces données. Le vent est un facteur non négligeable dans le secteur occidental de la baie. Les vents de Sud à Sud-Ouest dominant en automne et en hiver. Pendant le printemps et l'été, la provenance s'inverse avec une domination du vent de Nord.

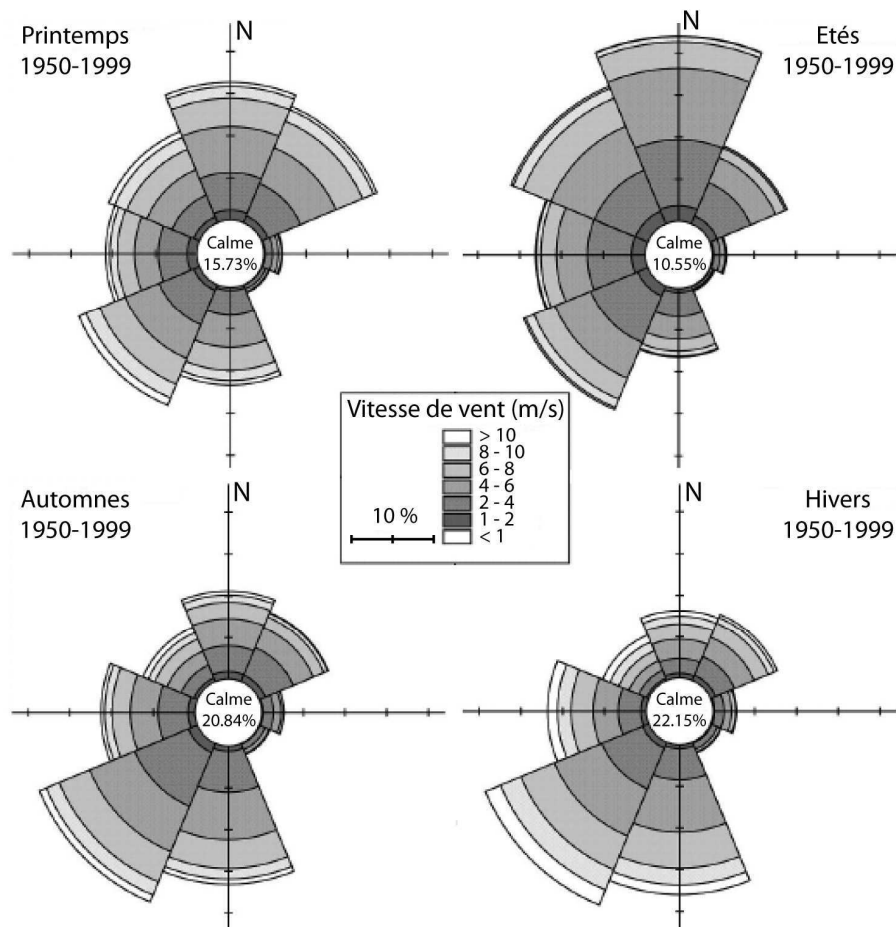


Fig.II. 5 : Rosaces des secteurs de vent à Dinard pour les 4 saisons (Weill, 2010 d'après les sources de C. Bonnot-Courtois)

Le régime de houle dans la région de la baie du Mont-Saint-Michel est étudié à partir d'enregistrements de la bouée du CETMEF "Les Minquiers 2" (48°53,55'N- 02°26,58'W, 38 m de hauteur d'eau) sur deux ans (1998-1999) (bouée localisée sur la Fig.II. 2A). Il apparaît que la houle dominante est de secteur Ouest et Nord-Ouest, avec une période pic de 10 secondes. Les houles fortes sont plus fréquemment de secteur Nord-Ouest avec des hauteurs significatives pouvant dépasser 3 m (Fig.II. 6). Dans le secteur de la petite baie¹, seule l'agitation² peut avoir une influence sur les écoulements car les houles atlantiques sont atténuées avant de rentrer dans la petite baie. Une agitation moyenne est mesurée par Roux (1998) de 5 à 15 cm dans la petite baie.

¹ La petite baie du Mont-Saint-Michel couvre une surface d'environ 50 km², dont 28 km² couverts par la végétation du schorre

² L'agitation est définie comme étant une déformation de la surface libre créée par le vent local (« Mer de vent »).

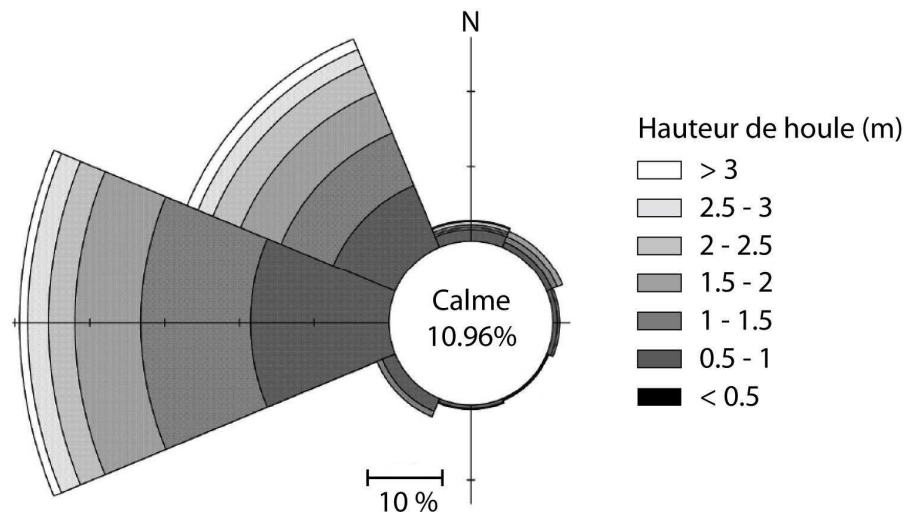


Fig.II. 6 : Rosace du régime de houle à la sortie de la baie du Mont-Saint-Michel (Weill, 2010)

1.2.3. Le régime hydrologique de la Sée et de la Sélune

Trois rivières principales se jettent dans la baie du Mont-Saint-Michel : le Couesnon dans la partie sud de la petite baie au pied du Mont-Saint-Michel, la Sée et la Sélune se joignant en un même exutoire dans la partie la plus orientale de la baie entre le Grouin du Sud et la Roche-Torin (L'Homer *et al.*, 1999) (Fig.II. 7). Leurs bassins versants représentent à eux seuls 90 % des apports en eau douce de la baie du Mont-Saint-Michel. En raison de la taille, de la nature des sols et des reliefs des bassins versants de ces rivières, les apports sédimentaires sont très faibles, voire négligeables. Malgré leur faible activité, ces rivières en donnant lieu à un vaste système estuarien, ont un rôle fondamental dans le fonctionnement sédimentaire de la baie (Larsonneur, 1989).

Pour cette étude, seules la Sée et de la Sélune sont considérées. Le Couesnon ne joue, en effet, plus qu'un rôle mineur depuis sa canalisation et la création du barrage de la Caserne en 1969. A noter que ce barrage a été remplacé à l'occasion du projet de rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel afin de rétablir les effets de chasse par le Couesnon au moment du jusant. Le nouveau barrage, mis en service en 2009, a permis de re-dynamiser l'estuaire du Couesnon.

Les vallées de la Sée et de la Sélune sont façonnées dans les schistes briovériens. Ces rivières sont d'abord étroites et sinueuses et deviennent méandriformes à l'entrée de l'estuaire lorsque la pente diminue. De par le contexte pluviométrique et topographique, les crues peuvent être sévères et fortement accentuées par un ruissellement important sur le socle. L'importance des pluies et du ruissellement font de la Sée et de la Sélune des cours d'eau aux écoulements rapides. La Sée, contrairement à la Sélune, n'est pas touchée par la présence d'ouvrages hydrauliques ce qui en fait un cours d'eau naturel prisé pour la pêche. Le cours de la Sélune est entravé par deux barrages : le barrage de

Vezins et le barrage de la « Roche qui Boit » (Fig.II. 7). Le barrage de la « Roche qui Boit » limite la propagation de la marée et écrête partiellement les débits de crue (Migniot, 1997). Cependant, en 2009 il a été décidé d'effacer les deux barrages arrivés en fin de concession (effacement pour le moment non réalisé).

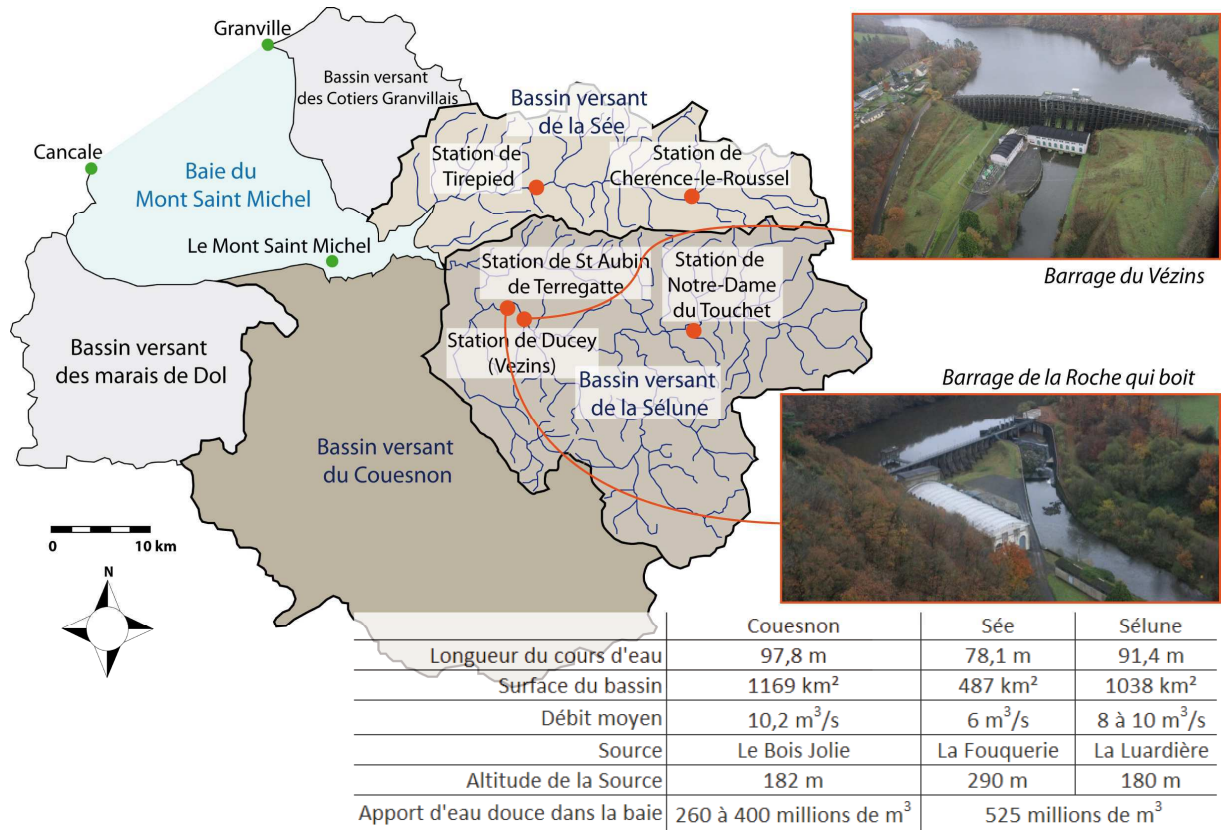


Fig.II. 7 : Carte de localisation des bassins versants de la baie du Mont-Saint-Michel et des stations de mesures hydrologiques avec tableau récapitulatif des principales caractéristiques des bassins versants de la Sée, Sélune et Couesnon (d'après le Rapport du SAGE Sélune, 2007)

Sur ces deux bassins versants il existe cinq stations de mesure du débit (Fig.II. 7).

Bassin versant de la Sélune :

- La station de Notre Dame du Touchet (toujours active) est la plus en amont de la Sélune et couvre 19% de la totalité du bassin versant ;
- La station de Ducey se trouve au niveau du barrage de Vézins mais n'est plus active depuis 2008. Elle couvre cependant 75 ans de mesure de débit journalier ;
- La station de St Aubin de Terregatte se situe au niveau du barrage de la « Roche qui Boit ». Cette station est la plus en aval du bassin versant (couvre 75 % de la superficie)

mais la mesure est faussée par la présence du barrage qui restitue à la rivière un minimum de 2 m³/s.

Bassin versant de la Sée :

- La station de Cherence-le-Roussel ne représente que 15 % de la surface du bassin versant. Ce sont les seules mesures qui existent sur la Sée jusqu'en 2012 ;
- La station de Tirepied se situe plus en aval mais n'est plus active depuis 2006. Elle permet cependant de décrire l'hydrologie du cours d'eau car elle couvre 65 % de la surface du bassin versant.

Les stations choisies afin de décrire l'hydrologie des deux rivières sont la station de Tirepied sur la Sée et la station de St Aubin de Terregatte sur la Sélune. Ce sont les stations qui couvrent la plus grande superficie des deux bassins versants (respectivement 65 et 75 %). Une analyse hydrologique est réalisée en présentant sur un graphique les débits quinquennaux secs³ et humides⁴ puis les débits médians⁵ (Fig.II. 8B).

On peut noter que l'évolution des débits quinquennaux secs a la même tendance pour les deux bassins versants alors que les débits quinquennaux humides montrent une différence très marquée, particulièrement en hiver. On suppose que c'est la différence de superficie des bassins versants et donc la différence de surface de ruissellement qui influe sur le débit quinquennal humide. Les crues de la Sélune sont plus importantes en terme de débit que sur la Sée. Il faut cependant rappeler que les débits de la Sélune sont contrôlés par la présence des deux barrages, ce qui peut fausser les statistiques hydrologiques par la mise en place d'un débit réservé⁶.

Les débits moyens de la Sée (6 m³/s) et de la Sélune (10 m³/s) sont très faibles comparativement à d'autres fleuves en France comme par exemple la Garonne ou la Seine dont les débits moyens sont respectivement de 500 m³/s et 700 m³/s.

³ Débit quinquennal sec : débit mensuel qui a une probabilité de 4/5^{ème} d'être dépassé chaque année. Permet de caractériser une année de faible hydraulicité

⁴ Débit quinquennal humide : débit mensuel qui a une probabilité de 1/5^{ème} d'être dépassé chaque année. Permet de caractériser une année de forte hydraulicité

⁵ Débit médian : moyenne de débits mensuels sur n années. Permet de caractériser l'écoulement d'une année moyenne

⁶ Débit réservé : débit minimal obligatoire d'eau que le barrage doit réserver au cours d'eau pour un fonctionnement minimal des écosystèmes

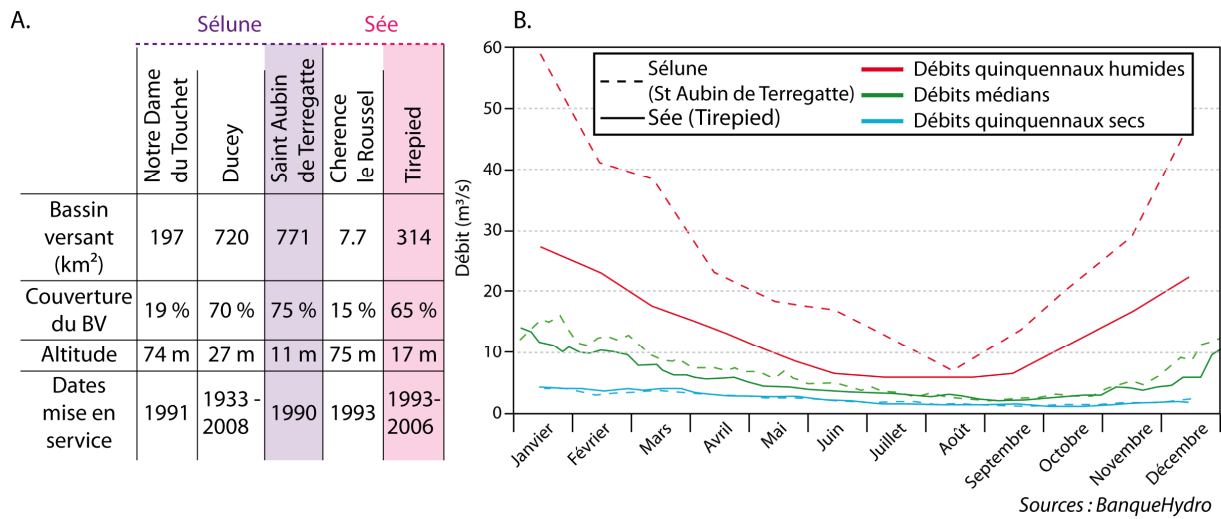


Fig.II. 8 : A. Caractéristiques des stations de mesures de débits sur la Sée et la Sélune ; B. Analyses hydrologiques sur la Sée (station de Tirepied) et la Sélune (St Aubin de Terregatte) (données disponibles sur www.hydro.eaufrance.fr)

Les données de débits disponibles sur le site de la Banque Hydro (www.hydro.eaufrance.fr) permettent d'obtenir un état hydrologique des bassins versants de la Sée et de la Sélune (Fig.II. 8). Si les courbes montrent des états hydrologiques proches, il faut noter que le cours de la Sélune est influencé par des ouvrages hydrauliques alors que la Sée a un fonctionnement beaucoup plus naturel. Les débits médians sont très faibles pour les deux fleuves. Sur les deux stations présentes sur la rivière Sée, seule la station de Cherence le Roussel enregistre aujourd'hui les données de débit de la rivière alors qu'elle ne couvre que 15 % du bassin versant.

1.2.4. Flux sédimentaires dans la baie du Mont-Saint-Michel

Globalement dans un estuaire, le transport résiduel dépend de la différence d'intensité et de durée entre le flot et le jusant (asymétrie tidale évoquée précédemment) (Castaing et Allen, 1981). Dans la plupart des estuaires, le courant de flot est plus intense que celui de jusant engendrant un transport résiduel dirigé vers l'amont. C'est le cas des estuaires de la Sée et la Sélune.

Le transport des matières en suspension (MES) est calculé à partir de la concentration en MES (C) et de la vitesse longitudinale du courant (U) intégrée sur la hauteur d'eau à partir du fond ($z = a$) jusqu'en surface ($z = h$) (Van Rijn, 1993) :

$$q_{s,c} = \int_a^h UC \, dz$$

Dans la baie du Mont Saint Michel, des flux sont calculés à l'aide de mesures de concentration en MES en différents points de l'estuaire externe et interne. Peu de mesures sont disponibles en

raison i) de la difficulté à déterminer ce paramètre précisément et ii) de la complexité à instrumenter les sites de mesures dans la baie du Mont-Saint-Michel (fonds mobiles, vitesses de courants élevées). Quelques auteurs ont cependant réalisés des mesures à l'aide de méthodes optiques (OBS - Optical Backscatter Sensor ou canne turbide) et de prélèvements du type bouteilles Niskin (LCHF, 1977 ; Levoy *et al.*, 1998 ; Ehrhold, 1999 ; Desguée *et al.*, 2011 ; Leroux, 2013). Ces données ont été comparées à des simulations numériques (détaillé dans Ehrhold, 1999 ; Ehrhold *et al.*, 2003). Les points de mesures sont localisés sur la figure II.9 :

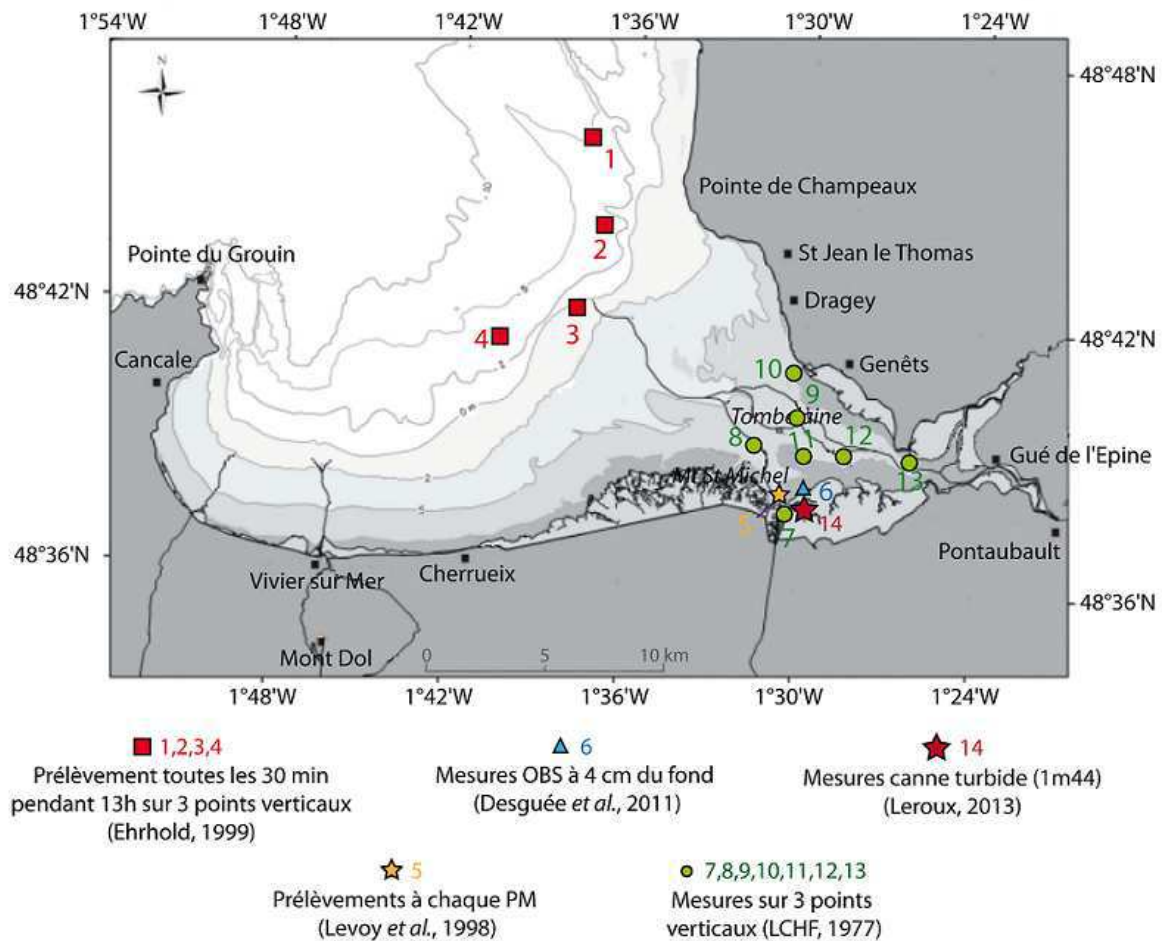


Fig.II. 9 : Localisation des points de mesures de turbidité dans la Baie du Mont-Saint-Michel (LCHF, 1977 ; Levoy *et al.*, 1998 ; Ehrhold, 1999 ; Desguée *et al.*, 2011 ; Leroux, 2013)

Les points aux extrémités du domaine estuarien (points 1 et 4) montrent des valeurs maximales de l'ordre de 0.01 g/L dans l'ensemble de la colonne d'eau (Ehrhold, 1999). L'arrivée du flot se traduit par une homogénéisation de la colonne d'eau sans gradient vertical de concentration apparent. Dans l'axe de l'estuaire (points 2 et 3), le flot provoque une forte remise en suspension. Le gradient vertical de turbidité est brutal atteignant une concentration maximale de 0.085 g/L proche du fond pour une marée de coefficient 100. Des concentrations en MES plus élevées sont mesurées aux

abords du Mont-Saint-Michel (points 6 et 7) à l'arrivée du flot. Le LCHF (1977)⁷ mesure des concentrations jusqu'à 7 g/L près du fond ($z/d_1 \sim 0.20$) ce qui est confirmé par Desguée *et al.* (2011) par des mesures OBS en 2006 et 2007 (point 6) et Leroux (2013) par des mesures de canne turbide en 2012 (point 14). Ces fortes concentrations sont enregistrées pendant 30 min à 1h avec un fort gradient vertical. Ces valeurs importantes de concentration en MES sont expliquées par la canalisation des courants de marées au flot dans l'estuaire plus interne. La turbidité diminue jusqu'à 0.5 g/L à l'étale de pleine mer avec un gradient vertical beaucoup plus faible. Ces valeurs sont conformes à celles données par Levoy *et al.* (1998) qui réalisent des mesures de turbidité dans le Couesnon également à pleine mer (au sud du Mont-Saint-Michel ; point 5). Au jusant, une augmentation de turbidité est mesurée au niveau des stations de mesures situées dans les chenaux « actifs » de la Sée et la Sélune (points 8 à 13 ; LCHF, 1977). La vidange du jusant est accentuée par le débit des rivières. Cette augmentation de turbidité n'est pas observée au niveau des autres stations car les eaux se retirent lentement. Desguée *et al.* (2011) montrent que l'agitation souvent négligée dans les environnements mégatidaux, permet une remise en suspension dans des faibles tranches d'eau. Ainsi, le couplage agitation/courant conduit à augmenter jusqu'à 7 fois la concentration de MES (jusqu'à 6 g/L) en début de flot par rapport à des périodes sans agitation.

L'amplitude de la marée est un facteur prépondérant dans les mouvements sédimentaires qui pour une même station, varient d'un rapport de 1 à 6 lorsque l'on passe d'une marée moyenne de coefficient 70 à une marée de vive-eau supérieure au coefficient 100. Le LCHF (1977) met en évidence une influence prépondérante des vitesses sur les quantités de sédiments susceptibles d'être érodés et transportés (Fig.II. 10). Lorsque l'on passe d'une vitesse de 1 à 2.5 m/s, la turbidité moyenne des eaux passe de 0.6 g/L à 9 g/L.

⁷ Aux différents points de mesures du LCHF (1977), les mesures ont été réalisées pour des coefficients de 65 à 115.

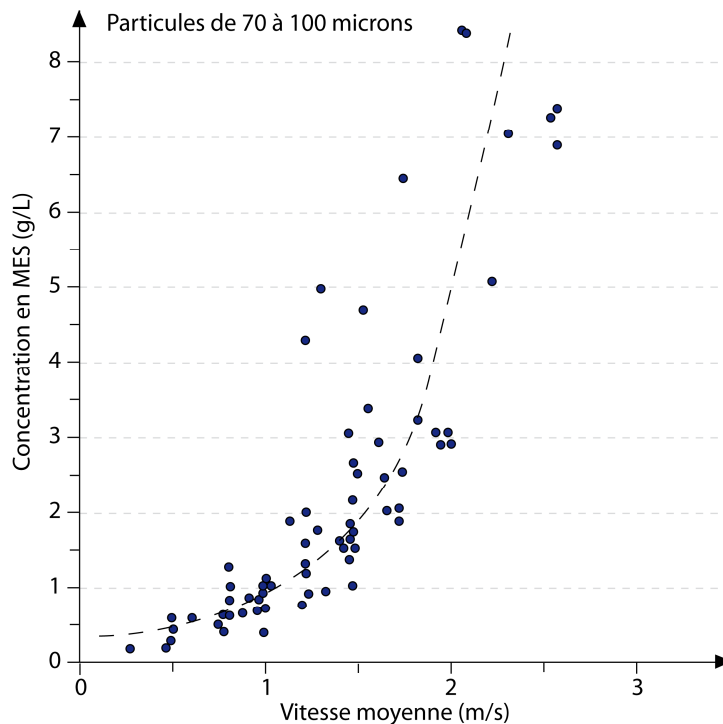


Fig.II. 10 : Concentration en MES en g/L en fonction de la vitesse moyenne de l'écoulement (LCHF, 1977)

A partir des quelques mesures de turbidité et de relevés topographiques dans la baie, plusieurs auteurs ont réalisé des calculs de bilan sédimentaire (Fig.II. 11A).

A une échelle temporelle et spatiale réduite, Desguée *et al.* (2011) calculent un flux sédimentaire à partir d'une mesure en **1 point** d'une concentration en sédiment et d'une vitesse moyenne sur l'estran de l'estuaire interne (Point 6, Fig.II. 9, à l'est du Mont-Saint-Michel). Le flux calculé est de **1.1 kg/m²/s au début du flot** et diminue après une dizaine de minutes de façon très importante. Cette valeur ne présente pas d'intérêt pour un bilan sur un cycle de marée entier et encore moins pour un bilan annuel. En revanche, elle souligne l'importante capacité de transport du début du flot.

A l'échelle de la **petite baie**, Larsonneur (1994) estime un bilan sédimentaire de **1 040 000 m³/an** sur 50 km². Migniot (1997) déduit un bilan sédimentaire de **400 000 m³/an** sur 70 km² à partir de mesures de turbidité (points de 7 à 13 sur la Fig.II. 9). Desguée (2008) calcule un bilan encore différent de **340 000 m³/an** sur la période 1997-2002 et de **150 000 m³/an** sur la période de 2002-2007. Plus récemment, Gluard (2012) met en évidence un bilan total positif de **100 000 m³/an** dans la petite baie à partir de relevés topographiques réguliers (de 6 mois à 2 ans) sur la période 1997-2010.

A plus grande échelle spatiale, Ehrhold (1999) calcule un flux de MES entrant dans le système à l'aide des quatre points de prélèvement à **l'extrémité externe de l'estuaire** (points 1, 2, 3 et 4 sur la Fig.II. 9). Il en déduit qu'environ **900 000 m³ de sédiments en suspension** entrent dans le système

estuarien par an. Ehrhold *et al.* (2003) présentent des cartes de flux de sédiments charriés dans la baie à partir de simulations numériques (Fig.II. 11B). Dans la partie la plus orientale de la baie, pour des coefficients de marée moyenne (70), les flux charriés prolongent les flux sortant de jusant puis migrent vers l'ouest. Pour une simulation d'un fort coefficient, les flux charriés pénètrent dans la partie interne de la baie soit par le Nord en longeant la côte, soit à l'Est. Le couloir Nord est contraint par la migration latérale et saisonnière du chenal de la Sée-Sélune. Les plus fortes valeurs de flux charriés (de 50 à 5000 T/m/marée) sont dans les secteurs où les courants de marée sont canalisés dans les chenaux tidaux. Le volume de sédiments charriés entrant annuellement dans le système estuarien, a été extrapolé selon le profil localisé sur la Fig.II. 11. Le **volume charrié calculé est de 500 000 m³. Le bilan total des sédiments rentrant dans le système estuarien est alors de 1 400 000 m³/an.** Cette estimation ne prend pas en compte le bilan sédimentaire total restant dans le système de la baie. Une partie de ce volume de sédiment est rejetée dans l'estuaire plus externe au cours des périodes de jusant et/ou de crue.

A.

Etude	Accrétions	Période	Surface
Larsonneur, 1994	+ 1 040 000 m ³ /an	1858-1934	Petite baie - 50 km ²
Migniot, 1997	+ 400 000 m ³ /an	1958-1997	Petite baie - 70 km ²
Ehrhold, 1999	1 400 000 m ³ /an		Intégré sur profil figB.
Desguée, 2008	+ 350 000 m ³ /an	1997-2002	Petite baie - 40 km ²
Desguée, 2008	+ 150 000 m ³ /an	2002-2007	Petite baie - 40 km ²
Desguée, 2011	1.1 kg/m ² /s	1 marée	1 point
Gluard, 2012	+ 100 000 m ³ /s	1997-2010	Petite baie - 50 km ²

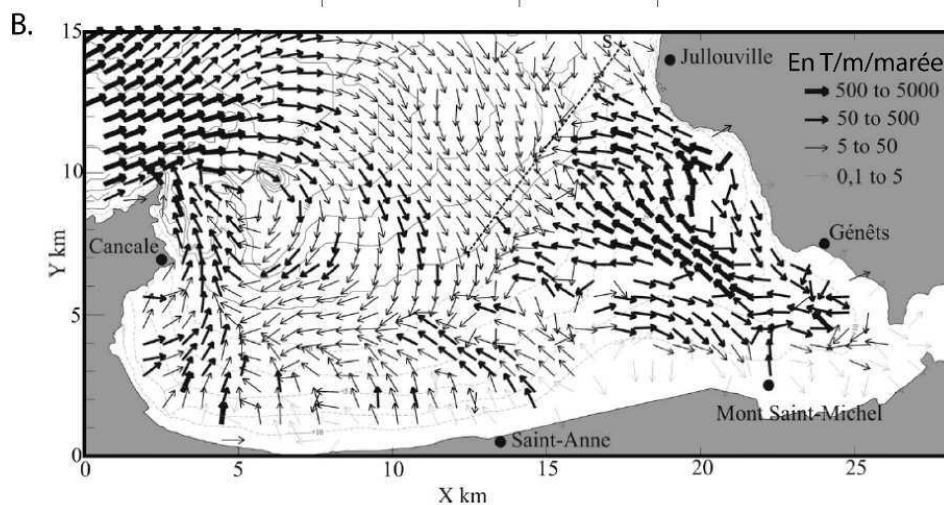


Fig.II. 11 : A. Synthèse bibliographique des bilans sédimentaires à plusieurs échelles de temps et d'espace ; B. Flux sédimentaire charriés dans la baie du Mont-Saint-Michel, modélisation pour un coefficient de 103 (Ehrhold *et al.*, 2003)

De nombreuses estimations de flux sédimentaire (Fig.II. 11A) ont été réalisées à partir de techniques de mesure différentes (mesure de concentration en MES ou relevés topographiques), intégrées à des échelles de temps et d'espace variables : sur un transect dans l'estuaire externe pour l'étude d'Ehrhold (1999), sur la surface de la petite baie dans l'étude de Gluard (2012) et de Migniot (1997) ou encore sur un seul point dans le cas de Desguée *et al.* (2011).

Dans son étude, Gluard (2012) met en évidence une grande variabilité du calcul de bilan sédimentaire. A l'échelle de la petite baie, un bilan sédimentaire sur six mois peut s'avérer jusqu'à 200 fois plus élevé qu'un même bilan sur cinq ans. Deux bilans sédimentaires sur six mois peuvent être différents d'un facteur cinq et, à l'échelle des abords du Mont-Saint-Michel, les bilans peuvent différer d'un facteur 26. Entre ces deux échelles, un bilan sédimentaire aux abords du Mont peut être quasiment équivalent à un bilan sédimentaire à l'échelle de la petite baie. Ces quelques exemples illustrent la variabilité temporelle et spatiale des bilans sédimentaires ainsi que la difficulté technique à bien les estimer.

Cette analyse explique la disparité des bilans sédimentaires annuels, variant de 1.04 millions de m³/an (Larsonneur, 1994) à 100 000 m³/an (Guارد, 2012) dans la petite baie. Ces disparités montrent qu'aucun bilan proposé n'est actuellement réellement fiable.

1.3. Le mascaret dans la baie du Mont-Saint-Michel

La baie du Mont-Saint-Michel est le siège d'un nombre important de sites de développement du phénomène mascaret (Fig.II. 12). Chanson (2004) est le premier auteur à réaliser une description poussée du phénomène dans la baie, principalement dans la rivière Sélune. Le processus du mascaret se développe dans les trois rivières de la baie du Mont-Saint-Michel (Le Couesnon, La Sée et La Sélune) lors des marées de vives-eaux. Le mascaret de la rivière Couesnon a quasiment disparu depuis la construction du barrage de la Caserne en 1969 en amont du Mont-Saint-Michel. Ce barrage stoppe l'onde de marée dès l'embouchure de la rivière. Cependant, lors des grandes vives-eaux, il est encore possible d'observer un mascaret au niveau du Mont-Saint-Michel, entre 1h45 et 1h30 avant l'heure de pleine mer à Granville. Le mascaret apparaît dès le rocher de Tombelaine et se propage dans le chenal commun de la Sée et la Sélune à une vitesse d'environ 2.5 m/s. Le développement du mascaret dans cette partie externe de l'estuaire (entre le rocher de Tombelaine et la pointe du Grouin du Sud Fig.II. 12) dépend de la morphologie générale du chenal qui évolue constamment en raison de la divagation très active des chenaux de marée.

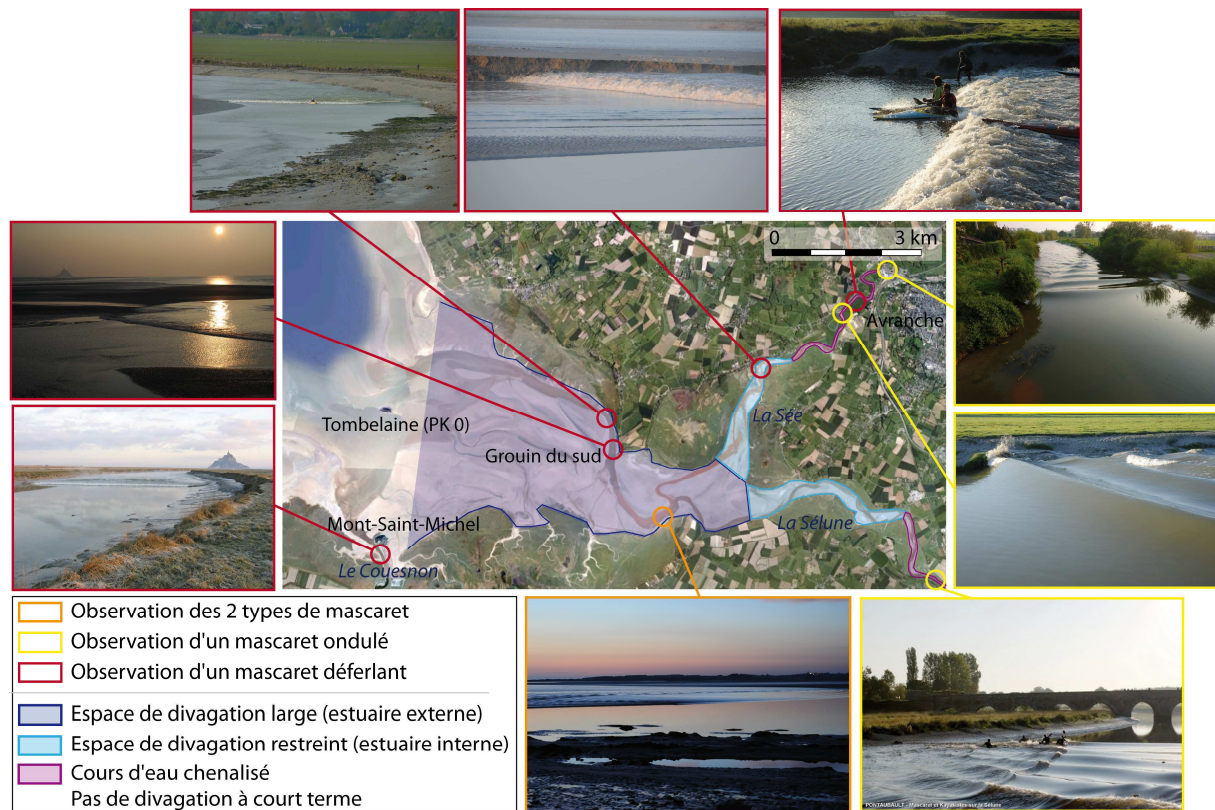


Fig.II. 12 : Localisation des sites propices au développement et à l'observation de mascarets dans la baie du Mont-Saint-Michel (ondulé et/ou déferlant) et délimitation de l'espace de mobilité des chenaux (bleu/violet) - Observations réalisées au cours de cette étude (2011-2014)

Le phénomène de divagation des chenaux continentaux est relativement bien décrit et compris contrairement à la divagation des chenaux tidaux (Gluard, 2012). La particularité principale des chenaux tidaux est l'écoulement bidirectionnel conduisant à d'importantes différences morphologiques en induisant dans de nombreux cas, la création de deux chenaux (un emprunté par le flot et un par le jusant) (Geyl, 1976). Une importante asymétrie latérale des vitesses dans les chenaux méandriques est mesurée. Le côté concave des méandres actifs est abrupt et lézardé par des fissures de tension. Lorsque l'on atteint un niveau critique, les berges s'effondrent ce qui contribue à l'élargissement des chenaux et, pour finir, facilite leur migration (Wolanski *et al.*, 2001). Ce sédiment disponible est remanié par les courants. A l'inverse, sur le côté convexe du méandre, la sédimentation est active. Ces actions combinées entraînent une migration latérale des chenaux. Comme le développement du mascaret est directement dépendant de la morphologie des chenaux et donc de leur migration, il est nécessaire de s'affranchir de ce paramètre pour les mesures de terrain. Nous définissons des zones d'espaces de mobilité dans la baie (Fig.II. 12). Cet espace de mobilité est l'étendue dans laquelle se déplace le lit actif par érosion latérale. Pour la Sée et la Sélune, l'espace de mobilité est délimité en trois zones distinctes, l'estuaire externe (chenal commun Sée/Sélune),

l'estuaire interne (distinction des chenaux Sée/Sélune) et l'estuaire amont. En amont de la rivière (zone violette - Fig.II. 12), le lit est totalement chenalisé, encaissé dans les schorres. Dans certaines zones, le tracé du lit mineur est endigué pour la délimitation de parcelles de pâturage. Dans la zone interne (bleu clair - Fig.II. 12), la zone de divagation est réduite mais des variations morphologiques importantes peuvent encore avoir lieu (migration latérale lente, formation/migration de bancs...). Dans la zone de l'estuaire externe, l'espace de mobilité s'agrandit (zone bleu foncé - Fig.II. 12) ce qui donne lieu à des divagations très importantes (jusqu'à plusieurs mètres par mois).

Le mascaret se développe dans les trois zones estuariennes malgré l'atténuation de la marée vers l'amont. L'amplitude des mascarets est plus importante dans l'estuaire le plus interne car l'énergie de la marée est canalisée dans un espace réduit. Dans ces rivières chenalisées, les variations morphologiques sont faibles et donc la répétabilité du développement du mascaret est plus grande. Dans cette zone amont, le principal paramètre morphologique qui varie est la profondeur du chenal et sa pente longitudinale.

2. Le site de mesure

Comme évoqué dans le paragraphe précédent, la baie du Mont-Saint-Michel est le siège du développement de nombreux mascarets. Le mascaret ayant quasiment disparu sur la rivière Couesnon, l'étude a été menée dans l'estuaire de la Sée/Sélune et principalement dans le chenal de la Sée.

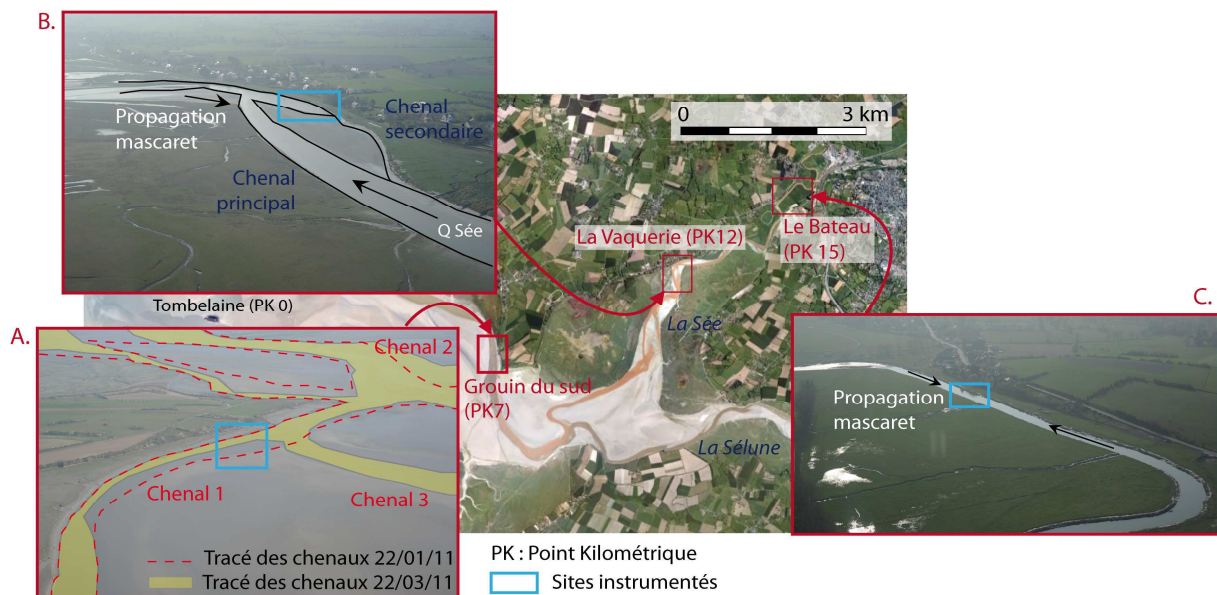


Fig.II. 13 : Localisation des trois sites de mesures : A. Le Grouin du Sud dans l'estuaire externe (chenal commun Sée/Sélune) ; B. La Vaquerie dans la zone de mobilité restreinte (chenal de la Sée) ; C. Le Bateau dans l'estuaire interne (chenal de la Sée)

Sur les rivières de la Sée/Sélune, le mascaret se développe sur de nombreuses sections à chaque grande vive-eau. Malgré la proximité de ces sites, la morphologie de la rivière varie rapidement longitudinalement ce qui implique des conditions très différentes de création du mascaret. Des campagnes de mesures ont été réalisées sur trois sites, choisis dans chaque zone d'espace de mobilité (Fig.II. 12), de l'estuaire externe jusqu'à 15 km en amont de l'embouchure de la rivière Sée : Le Grouin du Sud (PK7), La Vaquerie (PK12) et Le Bateau (PK15) (Fig.II. 13). L'essentiel des mesures a finalement été réalisé sur le site du Bateau.

2.1. Choix du site « le Bateau »

Dès le mois de septembre 2010, Mouazé *et al.* (2010) réalisent une campagne de terrain sur le site de la pointe du Grouin du Sud. Ce choix était motivé par le développement régulier d'un mascaret depuis plusieurs années. De plus, il s'agit du développement dans certain cas d'un mascaret déferlant, la forme la moins courante (seulement 5 % des mascarets mondiaux). Le Grouin du Sud est situé dans la partie externe de l'estuaire dans la zone de divagation large (Voir Fig.II. 12.). Malgré la stabilité des chenaux depuis plusieurs années, le chenal du site de la pointe du Grouin du Sud s'est comblé après deux campagnes de terrain (fin février 2011) suite à une divagation brutale vers le sud-ouest.

Un deuxième site (La Vaquerie, Fig.II. 13B) a été testé en amont, dans la zone interne de l'estuaire où l'espace de divagation est restreint (Fig.II. 12). Dans cette portion du chenal de la Sée, deux types de mascarets se développent au même instant (ondulé et déferlant – Fig I.12). Le type de mascaret dépend de la position dans le chenal (chenal principal ou chenal secondaire séparés par un banc sableux longitudinal) (Fig.II. 13B). Le mascaret est déferlant dans le chenal principal et ondulé dans le chenal fermé en amont par le banc. Les instruments sont placés dans ce bras « mort » qui s'active seulement lors de la remontée de la marée. Dans cette partie de l'estuaire, même si la largeur du chenal majeur est restreinte, une forte variabilité morphologique se produit constamment, matérialisée par la migration du banc sableux.

Le troisième site instrumenté (Le Bateau, Fig.II. 13C) est situé à 15 km en amont de l'estuaire de la Sée. Cette section de la rivière est située dans une zone chenalisée où le lit ne divague plus, au moins à l'échelle pluriannuelle. Sur ce site, les deux types de mascaret ont été observés le long de la section.

Le Bateau a finalement été sélectionné comme le site le plus approprié pour l'étude. Des mesures sont cependant disponibles pour les trois sites ce qui permet de comparer les données de vitesses et de surfaces libres dans différentes conditions depuis l'estuaire externe jusqu'à 15 km en amont de la rivière Sée, et de porter un regard critique sur les instruments utilisés lors des premières campagnes au Grouin du Sud.

Au total, des mesures ont été réalisées sur 35 marées (dont 4 au Grouin du Sud, 2 à la Vaquerie et 29 au Bateau) avec le développement de mascarets ondulés, transitoires et déferlants (Fig.II. 14).

Site de Mesure	Pointe du Grouin du Sud (Sée/Sélune)		La Vaquerie (Sée)	Le Bateau (Sée)									
	Date	Date	Date	Date	Date	Date	Date	Date	Date	Date	Date	Date	Date
	21/22 janvier 2011	19/20 février 2011	20/21 mars 2011	21 mars 2011	18/19/20 avril 2011	30/31 août 2011	1er septembre 2011	28/29/30 septembre 2011	27/28/29 octobre 2011	9/10/11 mars 2012	7/8/9 avril 2012	6/7/8 mai 2012	
Coefficient	103/105	114/115	117/118	117	112/112 111/107	111/112 111	108	114/115 113/110	111/111 109/105	111/112 112/110	113/114 113/110	108/109 108/106	
Type de mascaret	Déferlant		Ondulé	Ondulé (limite déferlant)							Ondulé		

Fig.II. 14 : Tableau récapitulatif des campagnes de terrain menées dans la baie du Mont-Saint-Michel

2.2. Caractéristiques du site du Bateau (marnage, débit, bathymétrie)

Morphologie

Le site du « Bateau » est une section de la Sée qui a été chenalisée et « linéarisé » par l'homme afin de protéger de sa divagation des habitations se trouvant en rive droite et les pâtures en rive gauche. La morphologie du chenal varie donc très peu. La section est rectiligne sur 500 m de longueur (Fig.II. 15A), avec une pente faible de l'ordre de 1.6 % (Fig.II. 15B). La largeur du chenal ne varie que de 20 à 25 m sur toute cette longueur. La différence de forme de mascaret est donc principalement due à l'évolution de la bathymétrie sur la longueur du chenal (Fig.II. 15C) et au débit fluvial qui induit des différences de hauteur d'eau de la rivière (d_1).

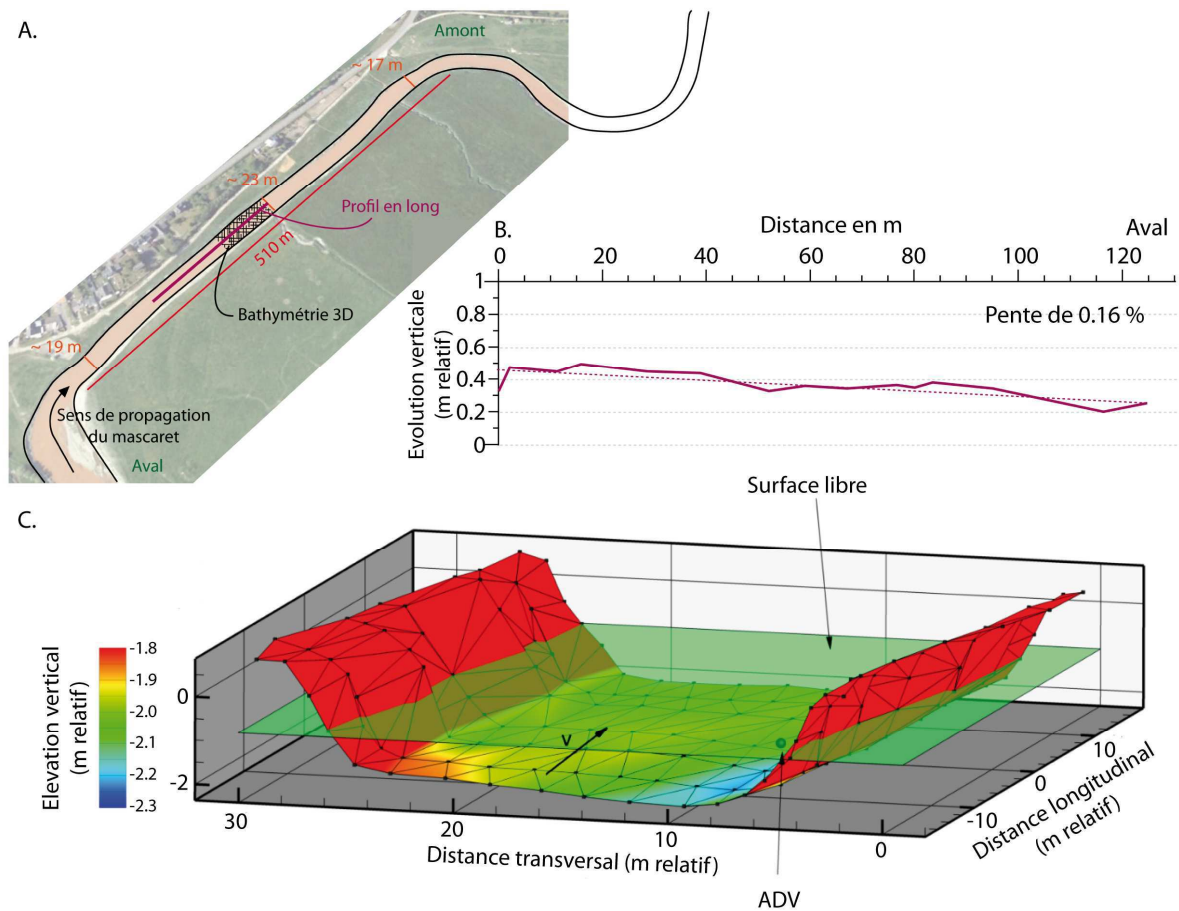


Fig.II. 15 : A. Vue aérienne de la section rectiligne de la rivière Sée où se situe le site de mesures du Bateau ; B. Profil en long de la rivière Sée (à X, 20 m = site de mesure) ; C. Bathymétrie au niveau du site de mesure à partir de profils réalisés au théodolite (V_1 : vitesse initiale de la rivière)

Marnage au Bateau

Le marnage nécessaire au développement du mascaret a été discuté dans le chapitre précédent. Celui de la baie du Mont-Saint-Michel est mesuré par deux marégraphes dans le port de Granville et de St Malo. Les marnages mesurés à Granville et St Malo sont toujours plus élevés que les marnages mesurés sur les sites de mesures situés en amont, en raison du caractère hyposynchrone de l'estuaire Sée/Sélune.

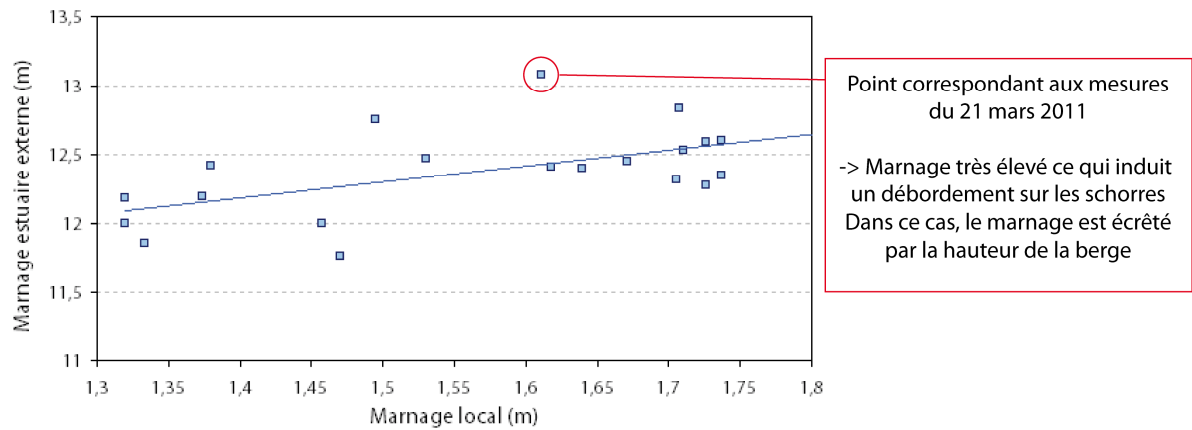


Fig.II. 16 : Relation entre le marnage mesuré au port de Granville (partie externe nord de la baie du Mont-Saint-Michel) et le marnage mesuré sur le site du « Bateau » à 15 km en amont de l'entrée de la baie

Pour cette étude, les campagnes ont été réalisées lors de marées de grandes vives-eaux avec des marnages compris entre 11.75 et 13.1 m (mesures au niveau du marégraphe de Granville – Fig.II. 16). Sur le site du Bateau cela correspond à des marnages mesurés compris entre 1.2 et 1.75 m (soit 8 fois plus faible qu'à Granville). Ces marnages sont bien inférieurs aux 4 m de marnage minimum indiqués comme nécessaires pour qu'un mascaret se développe (Chanson, 2005a, 2009b, 2010c).

Débit dans la rivière Sée

Le débit fluvial a un impact certain sur la présence des mascarets. Plus le débit est faible, moins la hauteur d'eau est élevée et plus le mascaret se développe facilement car la différence entre la hauteur de base de la rivière et le front de la marée est importante.

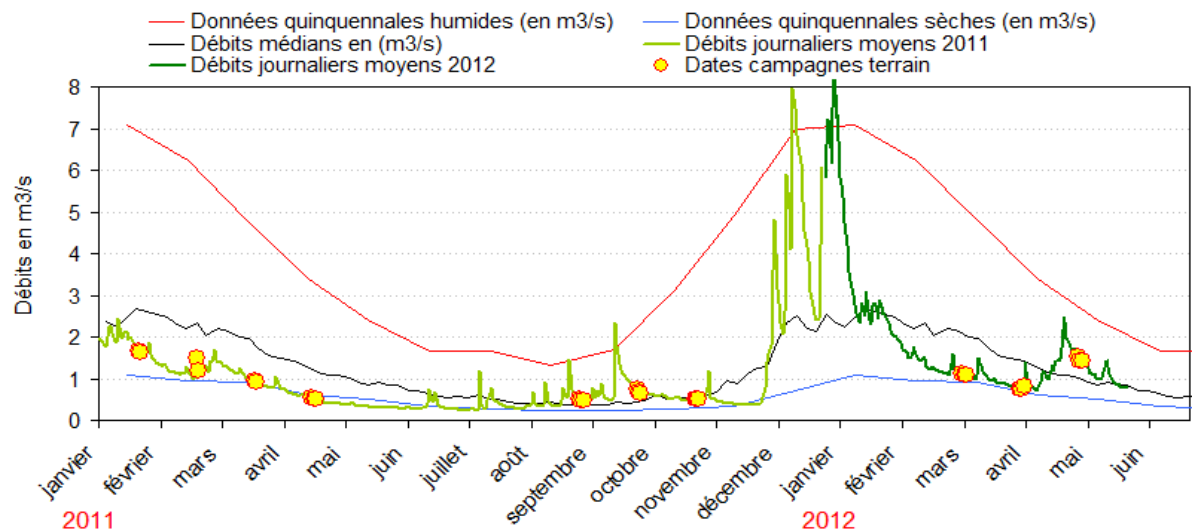


Fig.II. 17 : Débits de la Sée pendant la période des campagnes de terrain réalisées en 2011 et 2012 (données à la station de Cherence le Roussel)

Lors des campagnes de terrain, le débit fluvial a toujours été relativement faible et aucune mesure n'a été réalisée lors de crues (Fig.II. 17). Ces années ont été particulièrement sèches, et une seule période de forts débits a été enregistrée de décembre 2011 à février 2012. Cette période ne correspondant pas à de forts marnages, aucune mesure n'a été réalisée.

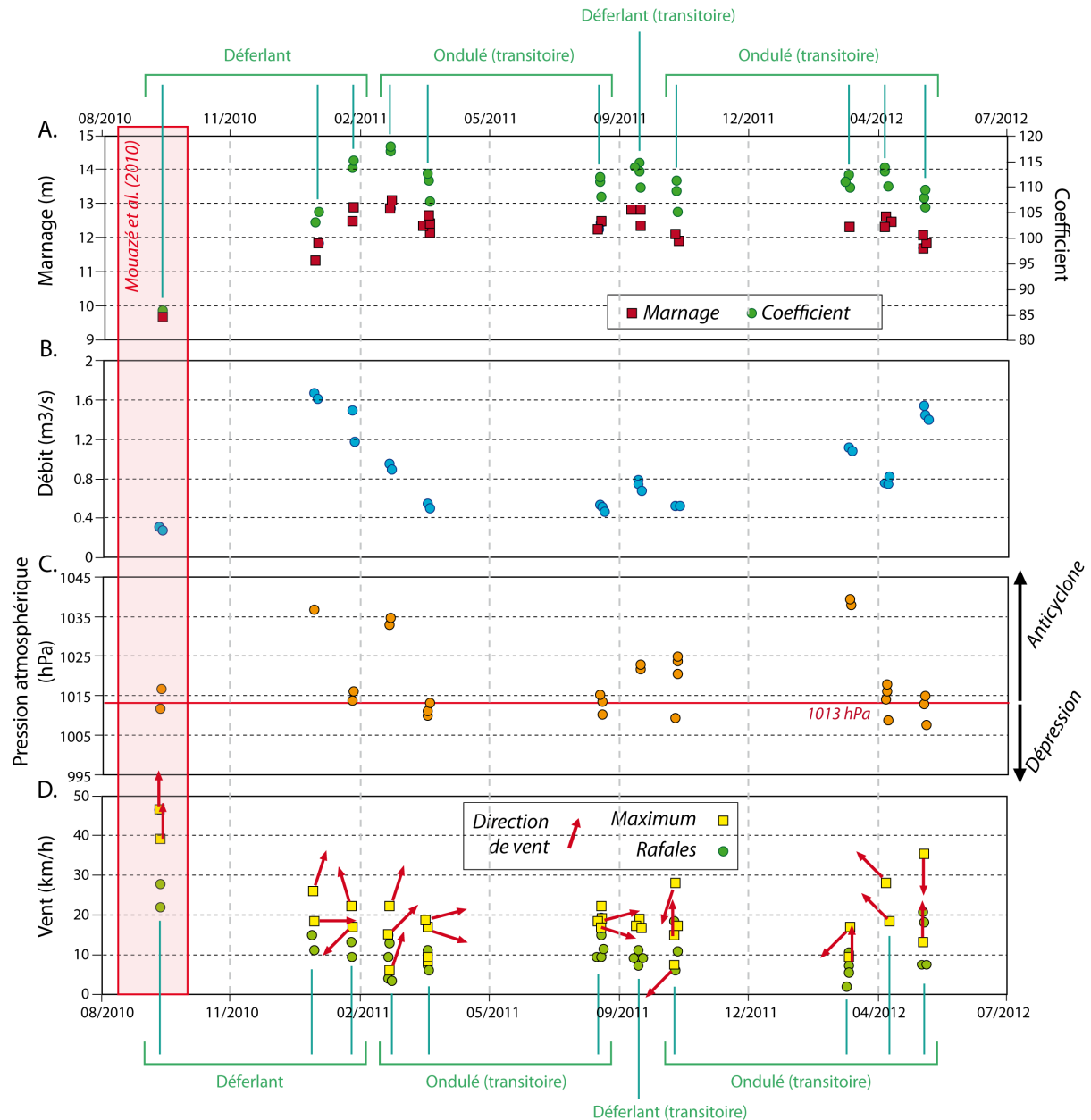


Fig.II. 18 : Récapitulatif des paramètres environnementaux mesurés lors des campagnes de terrain. A. Marnage mesuré à St-Malo et coefficient de marée (www.shom.fr) ; B. Débit de la rivière Sée (station de Chérence-le-Roussel – www.hydro.eaufrance.fr) ; C. Pression atmosphérique (meteo-bretagne.fr) et D. Direction et vitesse du vent lors des campagnes (meteo-bretagne.fr)

La comparaison des paramètres de débits, vents, pression atmosphérique et marnage sur le site de mesure lors des différentes campagnes, montre de faibles variations (Fig.II. 18). Aucune campagne n'a été menée lors d'évènements exceptionnels tels que des tempêtes ou des périodes de crue. Les mascarets déferlant sont observés exclusivement sur le site de la pointe du Grouin du Sud, alors qu'au Bateau, seuls des mascarets ondulés et limite déferlants se développent.

3. Etat des connaissances sur le sédiment du site d'étude

Le gradient décroissant des vitesses de courants depuis l'entrée jusqu'au fond de la baie entraîne un tri granulométrique également décroissant. Ce tri progressif produit un large éventail de sédiments qui s'enchaînent graduellement depuis des galets à l'entrée de la baie jusqu'aux tangues silto-argileuses des parties hautes des schorres (Fig.II. 19) (Larsonneur, 1989 ; Bonnot-Courtois *et al.*, 2002). La tange qui caractérise la partie moyenne à interne de l'estuaire, est un sédiment fin et carbonaté, très particulier au Golfe Normand-Breton.

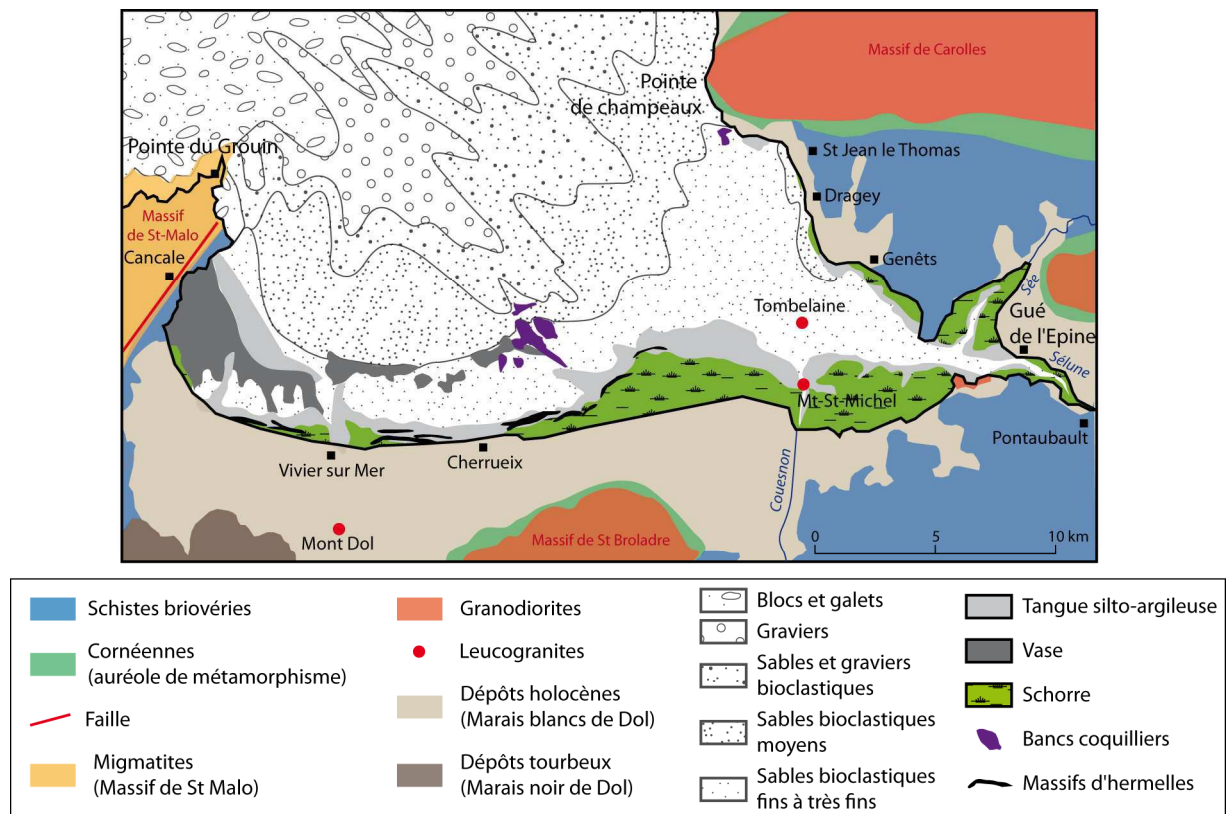


Fig.II. 19 : Carte des distributions des sédiments superficiels de la baie du Mont-Saint-Michel (superposée à la carte géologique (d'après Larsonneur, 1989 et L'Homer *et al.*, 1999)

3.1. Origine et facies de la tange

Une estimation des débits solides en suspension des trois rivières montre que les apports terrigènes annuels dans la baie du Mont-Saint-Michel sont très faibles et peuvent être considérés comme négligeables. La tange est donc presque exclusivement d'origine marine (Bourcart et Charlier, 1959 ; Larsonneur, 1989 ; L'Homer *et al.*, 1999 ; Ehrhold, 1999 ; Bonnot-courtois *et al.*, 2002 ; Camuzard, 2011).

La tange est un sédiment biolithoclastique composé (Fig.II. 20):

- d'une *partie lithoclastique* constituée essentiellement de quartz, de paillettes de micas, de grains de biotite, de feldspath, de minéraux lourds et d'argiles. L'origine de ce stock silicoclastique provient du remaniement des sédiments du fond de la Manche et de son substrat géologique ;
- et d'une *partie bioclastique* composée principalement de débris coquilliers. Jacquet (1949) en réalise une liste exhaustive (mollusques, foraminifères, ostracodes, spicules d'éponges, coccolithes, diatomées, bryozoaires).

La proportion de carbonate dans la tange est comprise entre 40 et 60 %. La tange est donc un sédiment mixte silico-carbonaté.

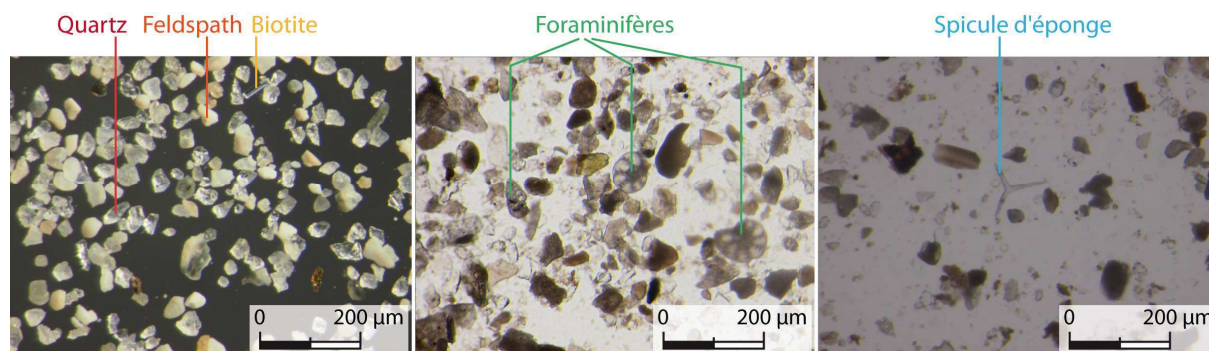


Fig.II. 20 : Photographies d'échantillons de tange (prélevés au Bateau) avec la mise en évidence de la composition principale – Loupe binoculaire (grossissement x 11,5)

Les caractéristiques principales de la tange sont, i) ses propriétés particulières qui sont favorables à la formation et à la préservation de figures sédimentaires et ii) son aspect lité (Larsonneur, 1989 ; Tessier, 1990, 1993).

Le litage est décrit comme une alternance de lits sablo-silteux et de lits silto-argileux d'épaisseur et forme très variables (Fig.II. 21).

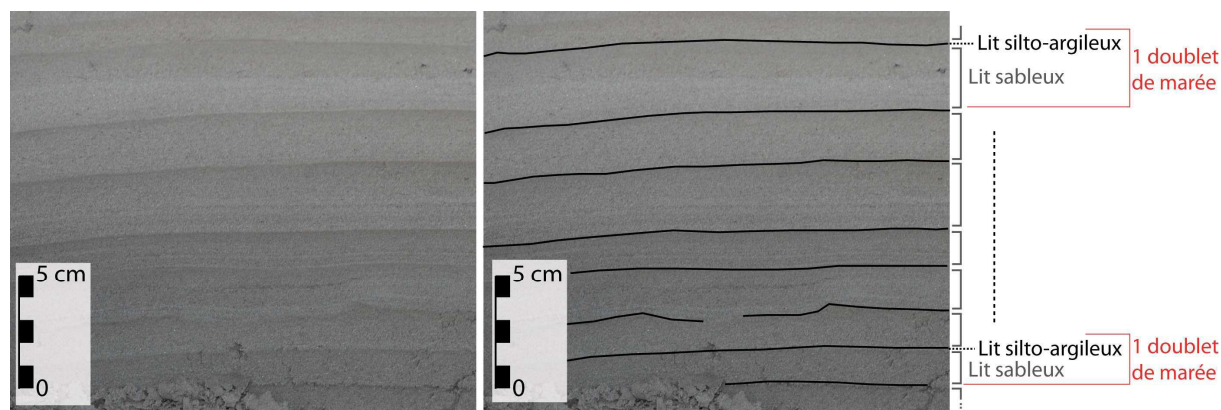


Fig.II. 21 : Dépôt de tange sur une levée au bord du chenal de la Sée sur le site du Bateau

Cette alternance de dépôts plus grossiers et plus fins reflète la dynamique des marées (Tessier, 1990, 1993). Les lits grossiers se déposent au cours du flot et les lits fins au cours de l'étalement de haute mer. Au moment du flot, des eaux plus ou moins turbides débordent des chenaux et inondent les berges. La vitesse du flot diminue et les sables se déposent rapidement. Lors de l'étalement de haute mer, les courants deviennent quasiment nuls, la décantation des particules les plus fines peut s'effectuer. Au moment du jusant, les eaux s'abaissent la plupart du temps sans laisser de dépôt. Le dépôt de chaque marée est ainsi représenté par un doublet de sable fin drapé par du silt fin qui représente la base du litage de la tange. L'épaisseur des doublets est directement liée à l'importance du marnage de chaque marée. Un marnage de 13 m déposera un doublet plus épais qu'une marée de marnage de 11 m. Le litage de la tange peut de cette façon enregistrer les cycles de marées (Tessier, 1993).

En raison de ce litage, la tange peut donc être qualifiée de sédiment hétérolithique, se déposant en deux phases (phase courant de flot et phase étalement). Des analyses au granulomètre laser ont été réalisées sur des échantillons prélevés sur les sites au Grouin du Sud (sur la berge du chenal) et au Bateau (au fond du chenal et sur la levée). Ces granulométries montrent un mode principal qui est différent pour les deux sites, et également différent pour les deux environnements de dépôt au Bateau.

Au Grouin du Sud, la classe modale est de 116 μm . Au Bateau, le mode est compris entre 73 μm (levée) et 80 μm (fond du chenal). Cette diminution est conforme à la décroissance granulométrique observée d'aval en amont de la baie du Mont-Saint-Michel (Fig.II. 19). Sur le site même du Bateau, logiquement la tange est plus grossière dans le fond du chenal qu'en haut de la berge, la vitesse des courants étant maximum dans l'axe du chenal. L'aspect hétérolithique du sédiment est faiblement mis en évidence par l'analyse granulométrique. Un quatrième échantillon est analysé comprenant uniquement la partie supérieure du dépôt (lit silto-argileux).

Les paramètres granulométriques comme l'écart type, le skewness (Sk) et kurtosis (Ku) nous donnent des informations sur le classement et la symétrie des courbes (Fig.II. 22) (Voir la définition de ces paramètres en Annexe 6). Ces paramètres sont grandement dépendants du stock de sédiment disponible sur la zone étudié.

L'écart type étant compris entre 0.25 et 0.52 dans les quatre cas, ce paramètre indique un dépôt bien classé qui provient d'un courant de transport régulier. Le Sk est systématiquement inférieur à 0 (de -0.62 à -0.25). Cela indique que les particules grossières sont mieux classées que les particules fines. L'asymétrie est dite à gauche. Selon la classification du skewness, $Sk < 0$ indique la prédominance de courant faible. Le kurtosis étant > 0 (de 1.14 à 2.36), les courbes sont de type leptokurtique à très leptokurtique ce qui indique un déficit des classes aux extrémités de courbes et la présence d'un mode bien marqué.

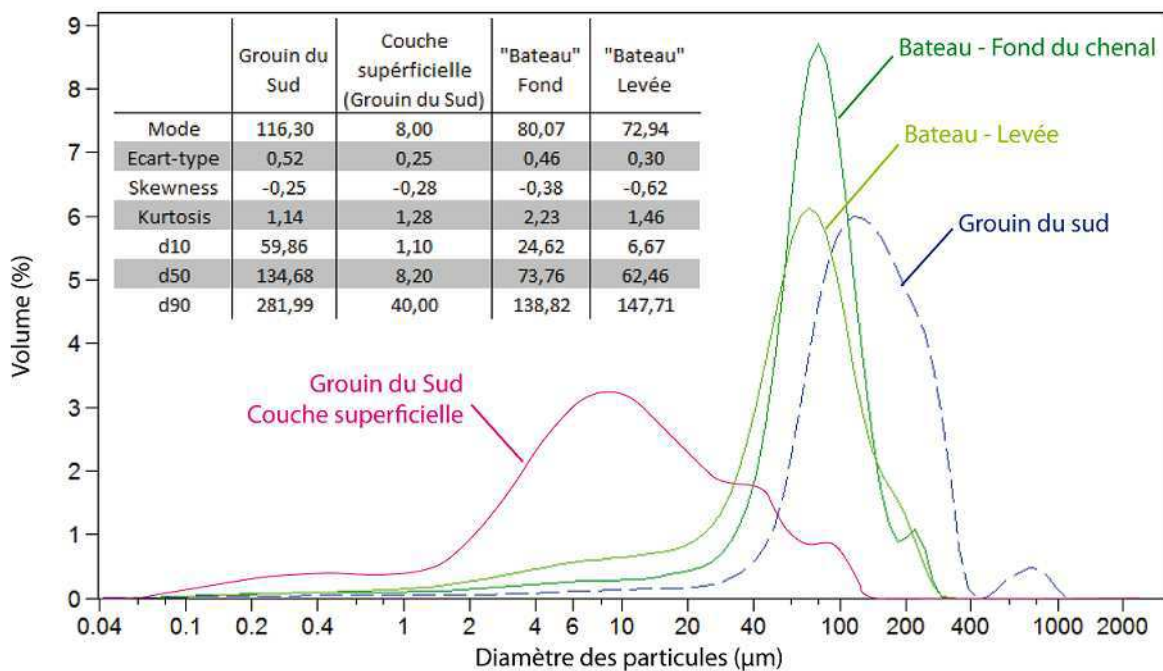


Fig.II. 22 : Comparaisons de courbes granulométriques de quatre échantillons prélevés dans la baie du Mont-Saint-Michel – Tableau récapitulatif des données statistiques granulométriques (Skewness : asymétrie de la courbe ; Kurtosis : répartition des classes ; d_{10} : diamètre efficace (10 % de l'échantillon) ; d_{50} : médiane ; d_{90} : 90 % de l'échantillon)

La tangue est un sédiment lité, de granulométrie à dominante silteuse, contenant 50 % de particules silicoclastiques, 50 % de particules carbonatées (bioclastes de formes très hétérogènes), et une très faible proportion de minéraux argileux et de matière organique. Les caractéristiques granulométriques (mode, écart type, Kurtosis et Skewness) donnent des informations sur l'environnement de dépôt des sédiments prélevés : i) ces dépôts ont été soumis à un courant régulier (comme à l'étalement de

pleine mer et basse mer) ; ii) ces sédiments sont déposés pendant des périodes de faible vitesse de courant (à l'étape la vitesse est quasi nulle) ; ii) et les dépôts en amont (Le Bateau) ont une plus grande proportion de particules fines qu'en aval (Grouin du Sud) comme décrit dans la littérature (Fig.II. 19). Bien qu'elle ne représente qu'un faible pourcentage du volume d'un échantillon de tangue, c'est la partie superficielle du dépôt qui est à l'interface eau/sédiment (courbe rose Fig.II. 22).

3.2. Propriétés physiques de la tangue

La composition, la forme, la taille des particules composant la tangue et sa structuration en doublet confère à ce matériau des propriétés physiques particulières. Les propriétés de la tangue ont été étudiées dans le cadre i) du projet de rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel dès 1970⁸ et ii) de l'ANR Mascaret en 2010 (cette étude). Les caractéristiques physiques du sédiment sont présentées ici avec une synthèse des données existantes et des données acquises récemment (Fig.II. 23).

Le comportement d'un lit sédimentaire est très variable d'un sédiment à l'autre selon leurs compositions : présence de minéraux argileux, débris d'organismes, matière organique... Les caractéristiques du sédiment sont présentées selon les différents stades d'évolution du sédiment dans un écoulement (Fig.II. 23) :

- i) paramètres de la tangue déposée (perméabilité, tassement)
- ii) paramètres d'érosion du sédiment (contrainte critique d'érosion, cohésion non drainée)
- iii) paramètres des sédiments en suspension et phase de chute du sédiment (vitesse de chute des particules, floculation, densité)

⁸ La problématique de l'insularité du Mont-Saint-Michel est la source de nombreuses études menées par le LCHF entre 1970 et 1975.

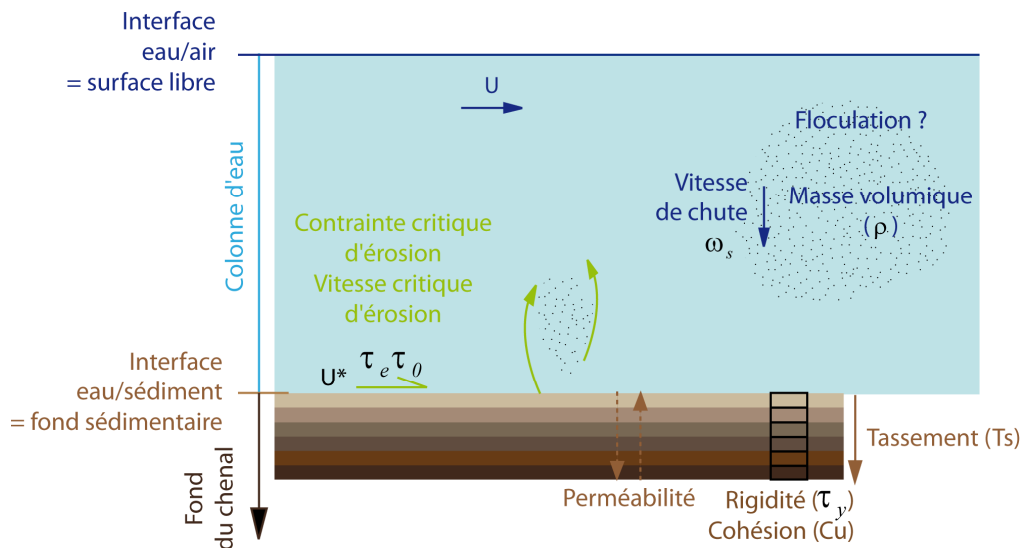


Fig.II. 23 : Schéma des différents stades d'évolution d'une particule sédimentaire au sein d'un écoulement (définition des paramètres physiques étudiés sur la tange)

3.2.1. Propriété thixotropique de la tange

La définition de la thixotropie est donnée par le Dictionnaire de rhéologie du Groupe Français de Rhéologie (1990) :

- i) après un long repos, la viscosité apparente est fonction décroissante de la durée d'une sollicitation mécanique donnée, maintenue constante dans le temps ;
- ii) le corps retrouve son état initial après un repos assez long.

Lorsque la tange est gorgée d'eau, elle se liquéfie et dans la littérature, elle est considérée comme étant thixotropique. Cette propriété lui est attribuée car il existe des « sables mouvants » en baie du Mont-Saint-Michel. Sur le terrain, après une certaine durée de sollicitation sur un lit de tange, les couches de tange basales saturées en eau expulsent l'eau permettant la liquéfaction de la couche superficielle. Après un temps de repos, l'eau de la couche superficielle est drainée dans les couches basales ce qui permet à la couche superficielle un retour à son état initial.

Bien que la tange réponde ainsi à la définition d'un sédiment thixotrope, des tests réalisés en laboratoire à Poitiers dans le cadre de l'ANR ne valident pas cette propriété de la tange. Pendant les tests, pour une vitesse de cisaillement constante, les particules de la tange s'orientent progressivement dans le sens de l'écoulement, ce qui réduit la résistance à l'écoulement (moins de frottement entre les particules) et diminue donc la viscosité au cours du temps. Pour le retour à l'état initial, la tange semble être trop grossière et ne comporte probablement pas assez d'argile pour qu'il y ait des interactions physico-chimiques entre les particules, ce qui est nécessaire pour le retour du maté-

riel à son l'état initial. Pour le moment, la seule conclusion issue des tests est qu'aucun comportement rhéologique ne convient à qualifier convenablement la tange.

3.2.2. Tassement & perméabilité de la tange

Tassement

Migniot (1997)⁹ observe à partir de colonnes de décantation, les évolutions des concentrations dans le sédiment en fonction du temps et remarque un tassement. La concentration en sédiment évolue de 700 g/L après 1 heure de dépôt jusqu'à 1300 g/L après une semaine. Pour l'ANR, nous avons renouvelé l'expérience avec du sédiment prélevé dans la même zone (Couesnon – Mont-Saint-Michel). L'expérimentation comporte deux protocoles de prélèvement (Mouazé *et al.*, 2011) :

- le premier protocole consiste à prélever des petites carottes à l'aide d'une seringue coupée après différents temps de dépôts de la tange ;
- lors de l'application du deuxième protocole, des pots sont fixés dans le bac de décantation avant la mise en place du sédiment. Ces pots sont ensuite prélevés après différents temps de dépôt de la tange.

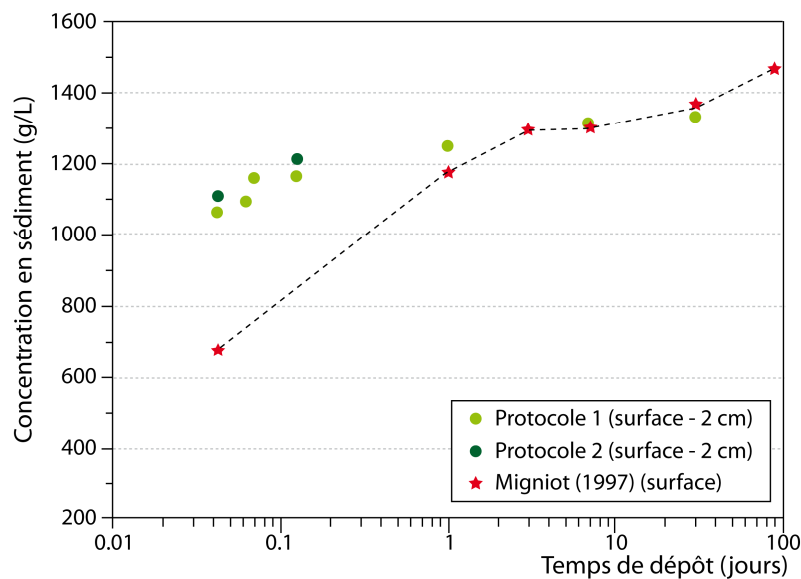


Fig.II. 24 : Evolution de la concentration en sédiment en fonction du temps de dépôt (de 1 heure à 3 mois de dépôt) selon trois protocoles différents (Migniot, 1997 et Mouazé *et al.*, 2011)

⁹ L'étude de Migniot (1997) porte sur les caractéristiques physiques d'une tange de diamètre moyen 60 μm , contenant 20 à 25 % d'éléments inférieurs à 40 μm et prélevée sur les berges du Couesnon à proximité du Mont-Saint-Michel

La concentration moyenne en sédiments secs passe de 1050 g/L après 1 heure à 1320 g/L après une semaine. Une bonne corrélation des résultats des deux études est obtenue après une journée de dépôt. Entre 1 heure et une journée des disparités importantes (de 700 à 1050 g/L) sont observées, correspondant probablement à des différences dans le sédiment prélevé (composition/granulométrie). Migniot (1997) teste également l'évolution de la concentration en sédiment sur un profil vertical dans le lit sédimentaire. La concentration passe de 360 g/L en surface, à 550 g/L à 20 cm et 1100 g/L à 30 cm de profondeur.

Dans tous les cas, la concentration en sédiment augmente très rapidement en fonction du temps de dépôt, indiquant un phénomène de tassement important.

Perméabilité

Le tassement d'un sol est en étroite relation avec sa perméabilité, c'est-à-dire, les possibilités d'évacuation de l'eau interstitielle contenue entre les particules solides.

Migniot (1997) classe ce sédiment dans la catégorie des sols semi-perméables avec une vitesse de drainage de 10^5 cm/s. Cette valeur de perméabilité évolue pendant le tassement au cours duquel le sédiment présente des états physiques différents (liquide, plastique et solide selon la teneur en eau). La tangue est un sédiment mixte, et Migniot (1977) met en avant que le temps de tassement d'un sédiment est plus rapide si celui-ci contient du matériel sableux car il va permettre un meilleur drainage des lits plus fins.

Les sédiments non cohésifs ne se tassent pratiquement pas sous leur propre poids mais subissent une « mise en place » avec un réarrangement des grains selon l'hydrodynamique du système. Le phénomène de tassement est caractéristique de la présence de sédiment fin avec un écrasement du sédiment déposé sous son propre poids. La première étape consiste en un dépôt de sédiments qui forme une structure avec un volume de pores élevé. Lors de la deuxième étape, le volume des pores diminue et des canaux de drainage se forment permettant l'évacuation de l'eau interstitielle. Enfin, la troisième étape consiste en un réarrangement des particules avec une évacuation difficile de l'eau résiduelle.

La tangue possède des caractéristiques particulières telles qu'une résistance à l'écoulement importante et un comportement non-newtonien proche d'un fluide pseudo-plastique. C'est le couplage sédiment silteux/fins qui va conférer un comportement aussi particulier à la Tangue : observation d'un tassement important (propriété des sédiments fins), accéléré par une perméabilité importante (propriété des sédiments silteux).

3.2.3. Paramètres critiques d'érosion

Le tassement important des couches de tange va influencer en particulier les paramètres critiques impliqués dans l'érosion des sédiments.

Les mécanismes d'érosion sont assez différents suivant les sédiments. Dans le cas des sédiments non cohésifs, l'érosion s'effectue grain par grain. Pour les sédiments cohésifs, quatre modes peuvent être distingués selon Winterwerp et Van Kesteren (2004) : i) entraînement d'une vase fluide ou molle (Fig.II. 25A), ii) érosion par floccs (Fig.II. 25B) ; iii) érosion de surface (Fig.II. 25C) et iv) érosion en masse qui se manifeste par des ruptures au sein du sédiment et des arrachements de copeaux (Fig.II. 25D) (sédiments très concentrés selon Périgaud, 1983).

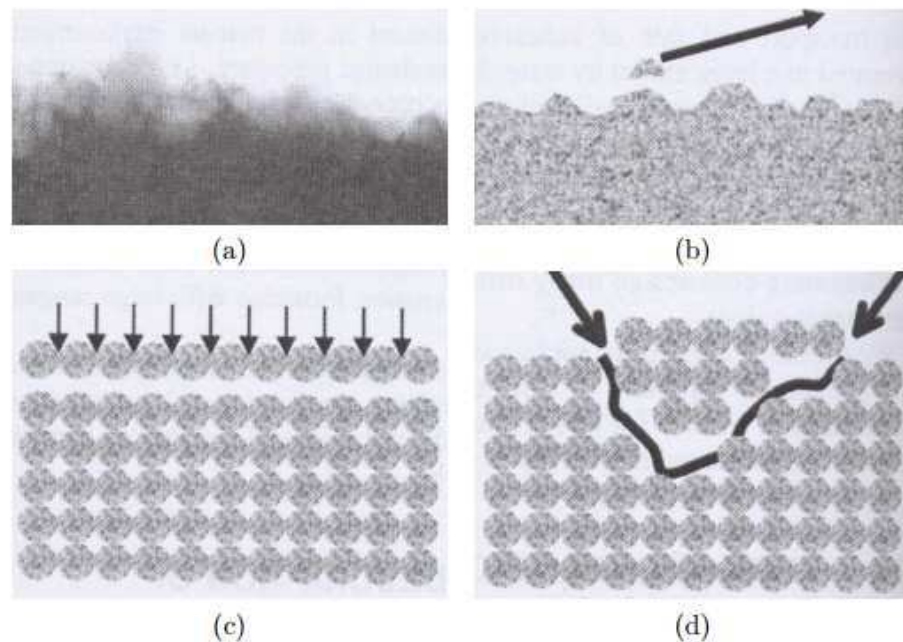


Fig.II. 25 : Modes d'érosion proposés par Winterwerp et van Kesteren (2004) : A. entraînement ; B. érosion en flocc ; C. érosion en surface et D. érosion en masse

Ces différents mécanismes d'érosion ont été étudiés par de nombreux auteurs, dont principalement Shields (1936) sur les matériaux non cohésifs et Hjulström (1935) et Partheniades (1965) sur les sédiments cohésifs.

Le phénomène d'érosion se produit lorsque la tension de cisaillement exercée par l'eau sur le fond (τ_0) franchit un seuil critique (τ_e), soit $\tau_0 > \tau_e$ (Partheniades, 1965). Théoriquement, ce seuil critique peut être déterminé de plusieurs façons mais dépend essentiellement du type de sédiment présent.

Sédiments non-cohésifs

Pour les sédiments non-cohésifs, la plupart des calculs de contrainte critique de mise en mouvement sont basés sur les travaux de Shields (1936). Le critère de Shields (1936) permet de calculer le frottement critique dans le cas d'un écoulement permanent, sur un fond plat horizontal. Le paramètre de Shields (θ), établit le rapport entre la force de frottement du fluide et la force du poids submergé des sédiments. Le frottement adimensionnel ou paramètre de Shields est défini par :

$$\theta = \frac{\tau_0}{(\rho_s - \rho)gd_{50}}$$

Avec τ_0 , la contrainte de frottement exercé par l'écoulement sur le fond ; d_{50} , le diamètre médian ; g , la pesanteur ; ρ , la masse volumique de l'eau et ρ_s , la masse volumique des sédiments.

Quand la contrainte de frottement devient critique, le paramètre de Shields critique (θ_{cr}), est défini :

$$\theta_{cr} = \frac{\tau_e}{(\rho_s - \rho)gd_{50}}$$

Le Shields critique d'entraînement dépend des conditions hydrauliques proches du fond, de la taille des particules et de la position de chaque particule par rapport aux autres. Le nombre de Shields critique rend compte de la variation du paramètre de Shields en fonction du Reynolds particulaire (Re^*) défini dans le Chapitre 1 qui peut s'écrire également en fonction du diamètre médian des grains (d_{50}) :

$$Re^* = \frac{U^* d_{50}}{\nu}$$

Avec U^* , la vitesse de frottement sur le fond et ν , la viscosité cinématique du fluide.

Le nombre de Shields critique d'entraînement θ_{cr} peut être déterminé encore en fonction du diamètre adimensionnel D^* défini par :

$$D^* = d_{50} \left(\frac{g(s-1)}{\nu^2} \right)^{1/3}$$

La courbe de Shields a été établie à partir des expérimentations réalisées en canal à fond plat avec des particules de taille homogène à partir de mesures systématiques du débit solide en fonction des contraintes hydrodynamiques. Le début de mise en mouvement correspond à un déplacement significatif des particules (Fig.II. 26).

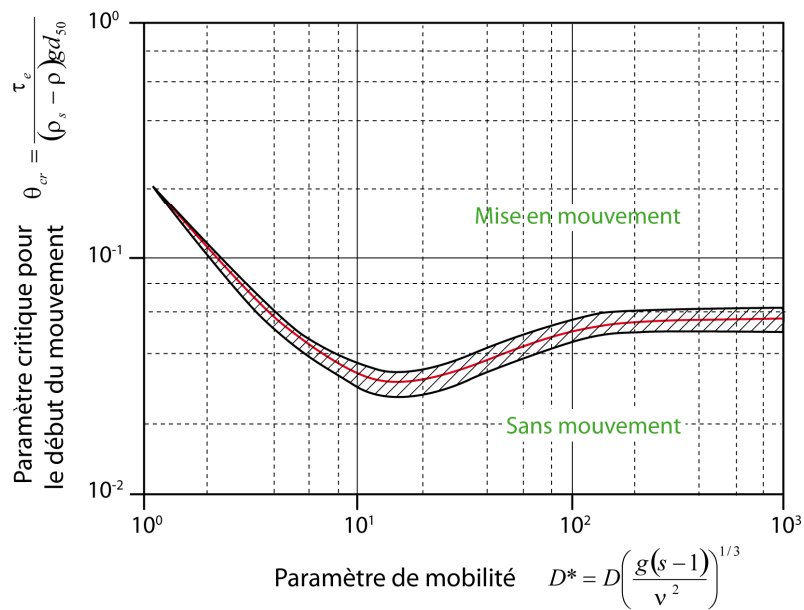


Fig.II. 26 : Seuil de mise en mouvement (diagramme de Shields) (modifié de Van Rijn, 1985)

A partir de la définition suivante, il est possible de calculer la vitesse de cisaillement sur le fond ($\tau_0 = \rho U^{*2}$).

Lorsqu'il n'y a aucune donnée de rhéologie, il est possible de calculer U^* lorsque le profil des vitesses est logarithmique. La relation suivante est donnée par Karman-Prandtl :

$$\frac{\bar{U}}{U^*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}$$

Avec \bar{U} la vitesse moyenne sur la verticale ; U^* la vitesse de frottement sur le fond ; κ la constante de Karman (= 0.41 valeur expérimentale) et z_0 = longueur de rugosité¹⁰ (hauteur pour laquelle $U = 0$).

Sédiments cohésifs

Les modes d'érosion pour un matériel cohésif (Fig.II. 25) ne se produisent pas systématiquement. L'érosion pour ce type de sédiment est difficile à caractériser (Pouv, 2011). Les sédiments cohésifs sont des matériaux complexes caractérisés par une grande variabilité de comportement causée par leur évolutivité spatio-temporelle. De nombreux facteurs influencent la stabilité des sédiments cohésifs : les propriétés physico-chimiques des vases (densité, teneur en eau, fraction argi-

¹⁰ z_0 dépend de la nature du fond.

Pour un fond lisse, $z_0 = 0.11 (v / U^*)$

Pour un fond rugueux, $ks \sim 30 z_0$ (ks = longueur de rugosité de Nikuradse)

leuse), les propriétés chimiques du fluide d'entraînement (température, salinité), la structure du lit (homogénéité, historique, consolidation...) ou encore les activités biologiques.

Afin de remonter à une contrainte critique d'érosion, des lois empiriques sont proposées en calculant le flux d'érosion E (Partheniades, 1965 ; Parchure et Mehta, 1985).

- Pour une vase en consolidation :

$$E = E_0 e^{(\alpha(\tau_0 - \tau_e)^\beta)}$$

Avec E_0 , coefficient d'érosion ($\text{kg/m}^2/\text{s}$) ; α et β , des constantes empiriques.

- Et pour le cas des vases consolidées Parthéniades (1965) propose également une autre formulation :

$$E = E_0 \left(\frac{\tau_0}{\tau_e} - 1 \right)$$

A cause de la complexité de calcul de la contrainte critique d'érosion, il est préférable de passer par une mesure directe de ce paramètre.

Mesure directe de la contrainte critique d'érosion en laboratoire

La mesure en laboratoire de ce paramètre peut s'effectuer de deux manières : i) par le taux d'érosion (E) qui peut être obtenu expérimentalement par une mesure de concentration en MES (exemple de l'étude de Le Hir *et al.*, 2005) ; ii) ou par une mesure d'un profil de vitesse au voisinage du fond (exemple de l'étude de Mouazé *et al.*, 2011).

Dans la littérature, une seule étude propose des valeurs de τ_e et de U^* pour de la tange prélevée dans la baie orientale en utilisant ces méthodes (Mouazé *et al.*, 2011). Le Hir *et al.* (2005) proposent une étude sur du sédiment prélevé dans le domaine occidental de la baie du Mont-Saint-Michel. Le sédiment se rapproche de la tange en termes de granulométrie et l'influence du pourcentage de la fraction fine ($< 63 \mu\text{m}$) sur les contraintes critiques de cisaillement est mesurée. Une synthèse de ces différents travaux est réalisée (cf. Fig.II. 29).

Les mesures de Le Hir *et al.* (2005) sont effectuées à l'aide d'un érodimètre en laboratoire (mesure de la concentration en MES). Les τ_e sont faibles de l'ordre de 0.25 à 1.5 N/m^2 . Une relation entre la fraction argileuse et la contrainte critique de cisaillement est mise en avant. Le Hir *et al.* (2005) considèrent la part « argileuse » inférieure à 63 μm et mesurent des τ_e de 0.25 N/m^2 pour

une fraction de 18 % de particules fines et de 3 N/m² pour une fraction de 93 %. Un facteur 12 est déterminé entre ces τ_e dépendants de la différence du pourcentage de particules fines.

Plus récemment, Mouazé *et al.*, 2011 utilisent également un érodimètre de laboratoire (détermination du profil de vitesse). L'érodimètre utilisé dans ce cas est un canal à surface libre de 2 m de long (Fig.II. 27A). La tange est mise en place dans le canal puis subit après différents temps de dépôt, un courant graduellement croissant.

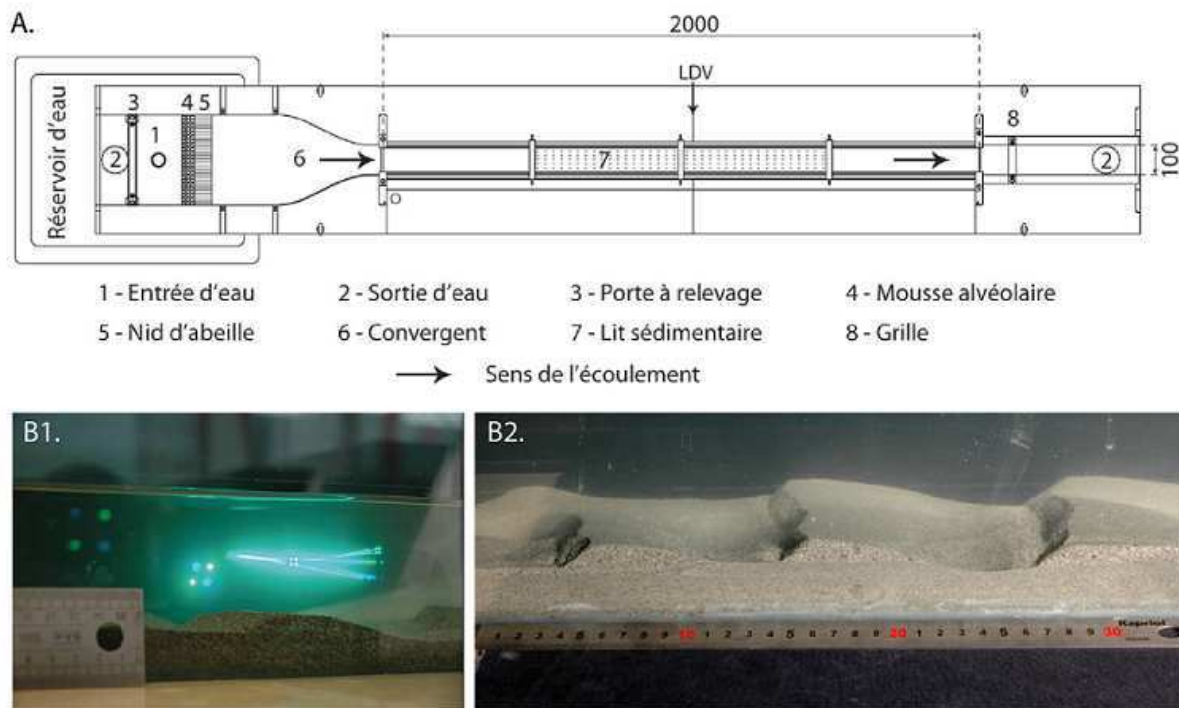


Fig.II. 27 : A. Schéma du principe de circulation dans la veine d'essai utilisée comme érodimètre dans l'étude de Mouazé *et al.* (2011) ; B1. Photographie du volume de mesure de la méthode de mesure LDV ; B2. Photographie des macrorugosités (rides) créées par le forçage croissant du courant

Les mesures de vitesses par LDV (Laser Doppler Velocimeter - Fig.II. 27B1) commencent à partir d'un charriage généralisé de l'ensemble du lit sédimentaire. Les mesures directes de la vitesse horizontale et verticale (U et W) permettent de déterminer la contrainte visqueuse et la contrainte turbulente. La contrainte cisailante critique n'évolue pas de façon uniforme avec le temps de dépôt mais de façon très rapide pour les temps de dépôts les plus courts (inférieurs à 1 jour) avant de se stabiliser pour atteindre un gradient plus faible pour les temps compris entre 1 et 30 jours (Fig.II. 28). Dans cette étude l'influence du temps de drainage est également testée en vidant le canal lors des temps de dépôt. Le sédiment est déposé pendant 5h puis le canal est vidé. Un drainage de 1h est imposé avant la remise en eau pour les mesures. La τ_e est supérieure de ~ 15 % lorsqu'il y a un drainage de la tange.

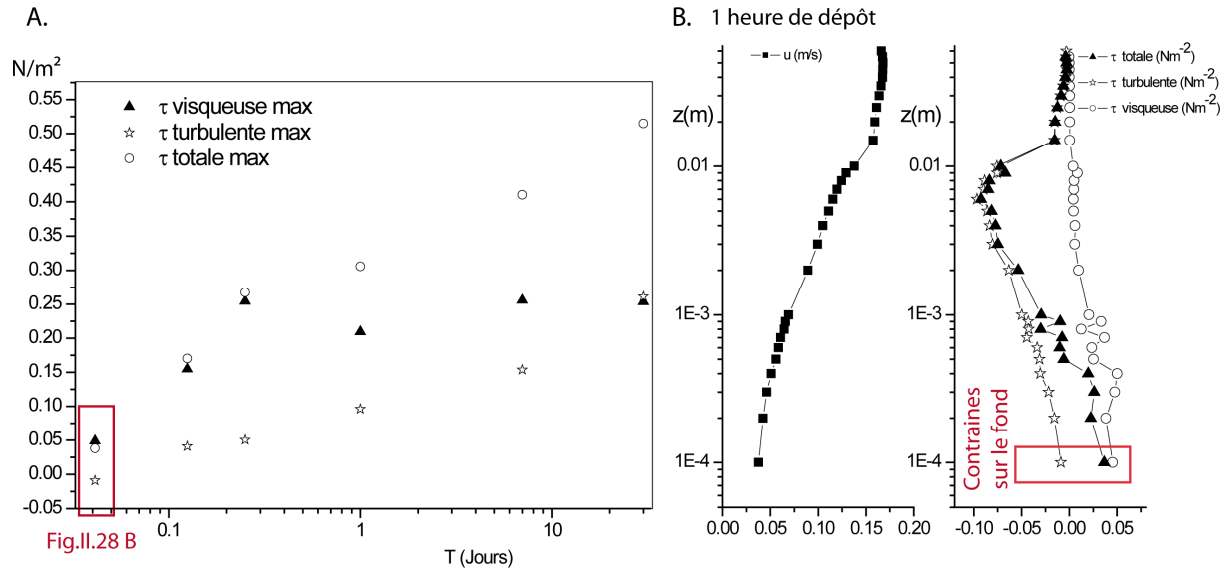


Fig.II. 28 : A. Evolution des contraintes critiques en fonction du temps de dépôt (la tangue) ; B. Vitesse et contraintes critiques après 1 heure de dépôt (z = élévation ; U = vitesse longitudinale) (Mouazé et al., 2011)

Les valeurs de contrainte critique d'érosion mesurées par Le Hir et al. (2005) et Mouazé et al. (2011), sont du même ordre de grandeur (de 0.05 à 3 N/m²) bien que le critère fixé pour caractériser le mouvement (départ du grain, de quelques grains ou mouvement généralisé) soit différent ainsi que le lieu et la manière de prélever le sédiment.

Migniot (1997) propose de mesurer des paramètres de rhéologie du matériau (telle que la rigidité ou la cohésion) afin de déterminer la contrainte critique d'érosion.

Cohésion et rigidité

Migniot (1997) mesure les paramètres de rigidité¹¹ du sédiment (τ_y) ou de cohésion non drainée¹² (C_u). La connaissance de ces paramètres permet d'accéder à la résistance au cisaillement dans un sédiment fin. Dans cette étude de 1997, il propose une série de lois empiriques pour calculer la contrainte critique d'érosion (τ_e) et la vitesse critique de cisaillement (U^*) à partir de ces paramètres :

$$U^* = 0.013 \tau_y^{0.25} \quad \text{pour } \tau_y < 3 \text{ Pa} \quad (\text{Sédiment fluide})$$

$$U^* = 0.009 \tau_y^{0.50} \quad \text{pour } \tau_y > 3 \text{ Pa} \quad (\text{Sédiment plastique})$$

¹¹ La rigidité d'un sédiment (en Pa ou N/m²) est mesurée à l'aide d'un viscosimètre

¹² La cohésion non drainée (en Pa ou N/m²) est mesurée à l'aide d'un scissomètre (Fig.II. 30)

Lorsque la cohésion non drainée ou la rigidité initiale est supérieure à 3 Pa:

$$\tau_e = \rho(0.009)^2 \tau_y \quad \text{ou} \quad \tau_e = \rho(0.009)^2 Cu$$

A partir de ces équations empiriques, Migniot (1997) propose des valeurs de U^* et de τ_e pour de la tange de la baie du Mont-Saint-Michel (Fig.II. 29). Afin de comparer les valeurs de la tange avec un autre sédiment, nous incluons dans le tableau une étude sur des vases estuariennes de la Seine (Lesourd, 2000) qui utilise les lois empiriques présentées précédemment. Les valeurs calculées τ_e pour ces deux sédiments sont du même ordre de grandeur allant de 0.8 N/m² pour un sédiment fluide jusqu'à 12 N/m² pour un sédiment consolidé (1 semaine de dépôt).

Mouazé *et al.* (2011) utilisent également ces lois (avec un scissomètre de laboratoire) mais obtiennent des valeurs beaucoup plus élevées (jusqu'à 36 N/m² pour une vase fluide) (Fig.II. 29). Ces différences proviennent probablement d'un protocole différent avec des sédiments échantillonnés sur des zones distinctes.

			τ_y	Cu	U^*	τ_e	
Tange	Migniot (1997) - Tange MSM	Rhéomètre en laboratoire	Tange fraîche (fluide)	11 N/m ²		3 cm/s	0,9 N/m ²
			24 heures de dépôt (plastique)	65 N/m ²	7 cm/s	5 N/m ²	
			1 semaine de dépôt (rigide)	150 N/m ²	11 cm/s	12 N/m ²	
	Mouazé et al. (2011) - Tange MSM	Scissométrie en laboratoire	Echantillon 1 tange fraîche		350 Pa	16 cm/s	28 N/m ²
			Echantillon 2 tange fraîche		450 Pa	19 cm/s	36 N/m ²
Vases estuarienne (Seine)	Mouazé et al. (2011) - Tange MSM	Erodimètre en laboratoire	1 heure de dépôt		0,7 cm/s	0,05 N/m ²	
			24 heures de dépôt		1,7 cm/s	0,3 N/m ²	
			30 jours de dépôt		2,3 cm/s	0,55 N/m ²	
	Le Hir et al. (2008) Baie occidentale	Erodimètre en laboratoire (fraction d'argile variable)	Tange avec 2,5 % d'argile		1,6 cm/s	0,25 N/m ²	
			Tange avec 5 % d'argile		3,9 cm/s	1,5 N/m ²	
Sédiment Fjord	Lesourd (2000) - Vase Seine Chenal Nord	Scissométrie (matériel de laboratoire utilisé sur le terrain)	Vase fraîche	10,1 N/m ²		2 cm/s	0,8 N/m ²
			1 heure de dépôt	13,6 N/m ²		3,3 cm/s	1,1 N/m ²
			24 heures de dépôt	37,0 N/m ²		5,4 cm/s	3 N/m ²
			70 heures de dépôt	55,0 N/m ²		6,7 cm/s	4,45 N/m ²
	Lesourd (2000) - Engainement 3		Vase fraîche	0,8 N/m ²			0,2 N/m ²
			1 heure de dépôt	16,0 N/m ²			1,3 N/m ²
	Lesourd (2000) - Vase Embouchure de la Seine		24 heures de dépôt	24,7 N/m ²			2 N/m ²
			Vase molle (estuaire externe)		50 Pa		
			Vase noire (estuaire interne)		10 000 Pa		
	Martin et al. (2001) - Fjord du Saguenay (Quebec)	Cône suédois (Laboratoire)	Sol silteux		< 1 kPa		
			Silt argileux		de 1 à 10 kPa		
			Sable-Silt-Argileux		de 15 à 40 kPa		
			Argile grise		de 45 à 70 kPa		

Fig.II. 29 : Contrainte critique d'érosion et vitesse critique d'érosion en fonction de la cohésion non drainée et de la rigidité initiale mesurées. Comparaison entre la tange, des vases estuariennes de la Seine et des sédiments du Fjord du Saguenay

D'après cette étude bibliographique, nous constatons que les formules empiriques de Migniot (1997) peuvent surestimer les contraintes critiques d'érosion mesurées (Mouazé *et al.*, 2011).

Il est nécessaire de distinguer la contrainte critique d'érosion à l'interface eau/sédiment et la résistance au cisaillement mesurée par le scissomètre sur une certaine épaisseur de sédiment. Dans la suite, nous n'utiliserons donc pas ces formules empiriques utilisant C_u pour calculer U^* et τ_e .

Afin de compléter notre analyse sur la tange présente au « Bateau », le paramètre de la cohésion non drainée a été mesuré *in situ*. Les valeurs obtenues sont comparées avec les cohésion non drainées obtenues sur des sédiments du Fjord du Saguenay (Martin *et al.*, 2001) et sur des vases estuariennes de la Seine (Lesourd, 2000).

Deux séries de mesures ont été réalisées à l'aide d'un scissomètre de terrain (voir le principe dans l'encadré ci-dessous Fig.II. 30) : le long d'un profil depuis le haut vers le pied de berge et le long d'un profil vertical dans une épaisseur de 70 cm de tange déposée au centre du chenal.

Description de l'essai scissométrique

Les essais de scissométrie ont comme objectif d'atteindre les caractéristiques de résistance des sols en imposant une contrainte de cisaillement (Nasreddine, 2004).

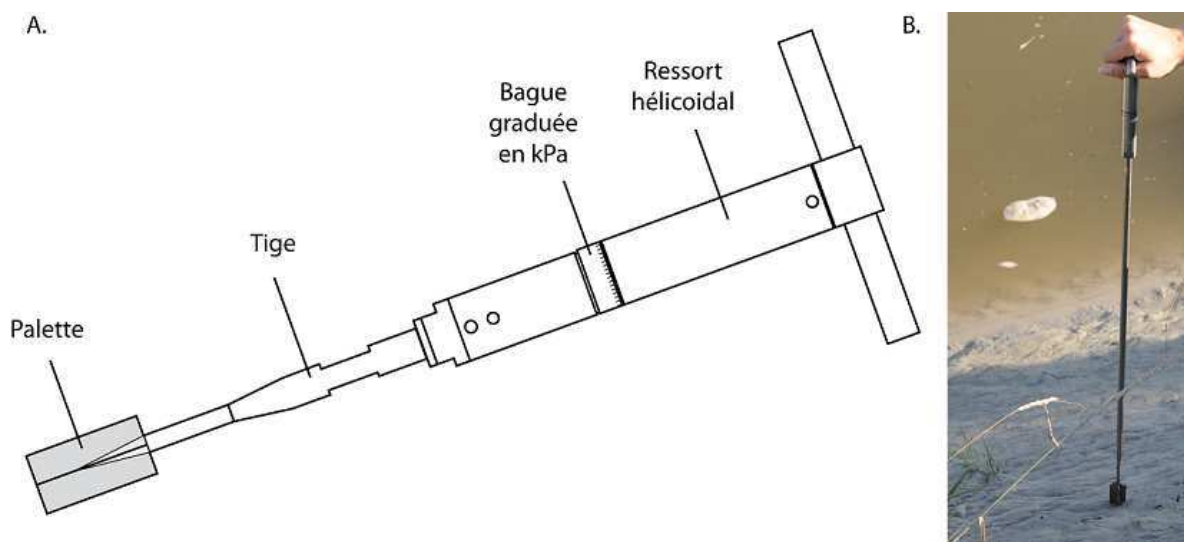


Fig.II. 30 : Principe de fonctionnement d'un scissomètre de terrain : A. Schéma du scissomètre utilisé ; B. Photographie du scissomètre dans la tange

Ils sont réalisés *in situ* à l'aide d'un moulinet comprenant généralement quatre pales. Le moulinet est introduit dans le sol jusqu'à la profondeur de mesure. Un couple de torsion par l'intermédiaire d'une tige est alors appliqué au moulinet, par rotation, cisaille le sol suivant la surface circonscrite au

moulinet. On suppose qu'il y a rupture du sol lorsque le couple maximal est atteint. A ce couple, correspond la résistance au cisaillement. La résistance au cisaillement maximale correspond à la cohésion non drainée.

Classiquement, ces essais sont utilisés dans des sols fins, peu consistants et plutôt cohésifs. De plus, les sols testés ne doivent pas pouvoir se drainer durant l'essai. Un tel essai scissométrique est à la limite des conditions d'utilisation in situ avec la tange. Les mesures que nous avons réalisées permettent néanmoins d'appréhender l'évolution relative des résistances au cisaillement le long des profils de berge.

Sur le profil de berge, deux types de dépôts sont présents, i) le dépôt le plus frais en surface avec une cohésion relativement faible $C_u < 9$ kPa (en jaune sur la Fig.II. 31) et ii) le dépôt lité à 10 cm de profondeur, constitué de doublets de marées avec des cohésions plus élevées jusqu'à 33 kPa (en orange/rouge sur la Fig.II. 31).

Sur la plus haute partie de la berge, le sédiment est plus sec et plus compact. Cette zone est rarement submergée, exceptée lors des marées d'équinoxe. Le temps de drainage de cette partie haute est long (plus d'un mois au moment des essais). Globalement sur ce profil, la cohésion diminue du haut vers le bas de la berge et augmente logiquement en profondeur. Selon les critères établis par Martin *et al.* (2001), la couche superficielle (en jaune - Fig.II. 31) a un comportement de silt argileux classique alors que les couches litées (orange/rouge - Fig.II. 31) ont un comportement de mélange sable/silt/argile tout comme les vases très compactes de l'estuaire interne de la Seine (Lesourd, 2000).

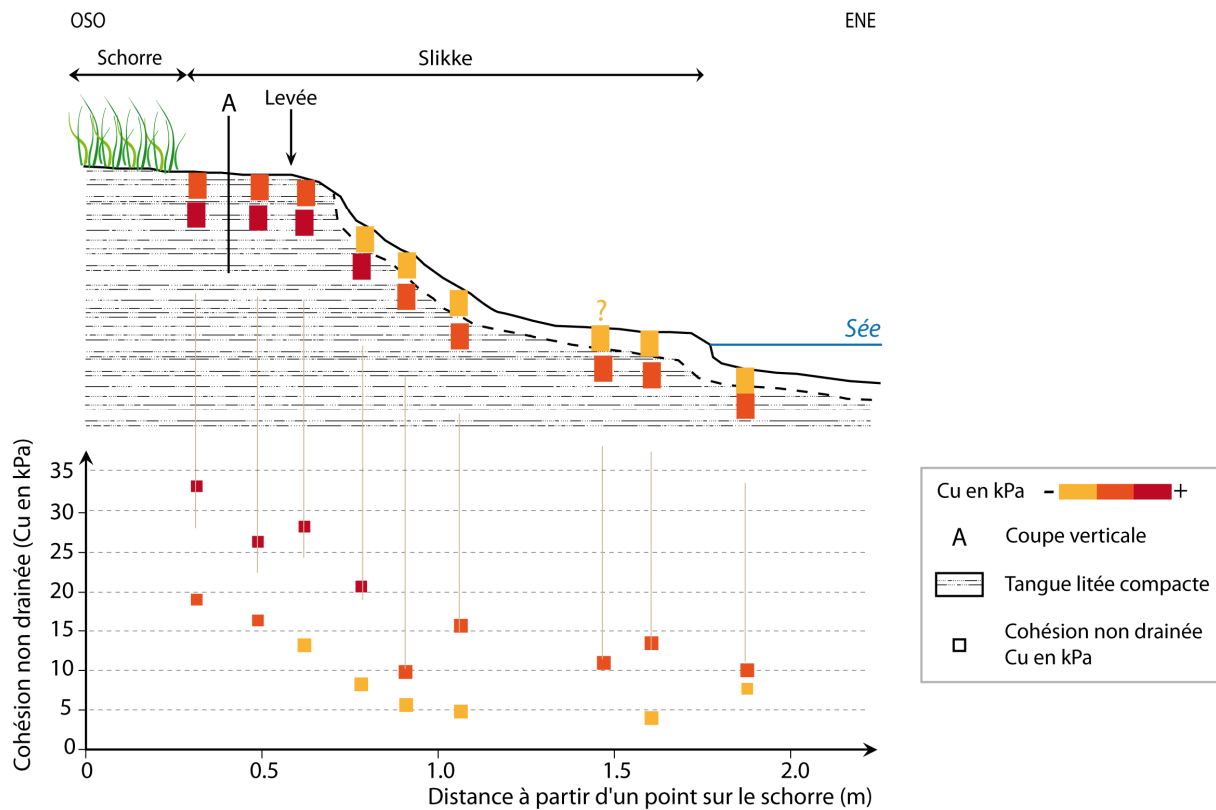


Fig.II. 31 : Localisation et résultats des essais scissométriques le long du profil de berge au site du Bateau

Le long de ce deuxième profil, les essais scissométriques ont été réalisés à plusieurs profondeurs dans le fond du chenal jusqu'au substrat rocheux (Fig.II. 32). Le jour des essais, la couche sédimentaire était d'environ 1 m d'épaisseur. Trois couches distinctes sont mises en évidence avec i) en surface (25 cm) une couche meuble avec une cohésion mesurée de l'ordre de 10 kPa ce qui correspond aux cohésions mesurées en surface de la berge ; ii) de 25 à 50 cm de profondeur, une couche plus indurée avec une cohésion entre 20 et 40 kPa ce qui correspond aux couches inférieures dans la berge ; iii) puis une couche plus épaisse à partir de 50 cm de profondeur d'une cohésion supérieure à 40 kPa et jusqu'à 90 kPa à 95 cm de profondeur. Ces valeurs correspondent aux cohésions mesurées dans les argiles très compactes de l'étude de Martin *et al.* (2001) (Fig.II. 29). Cette évolution de la cohésion vers le fond du chenal montre plusieurs phases de dépôts de la tangue avec, à sa base, des couches déposées il y a plusieurs mois qui ont subi un tassement plus important. Ce tassement consiste en un réarrangement des grains par expulsion de l'eau interstitielle due une surpression causée par la charge des couches superficielles et du poids de la colonne d'eau.

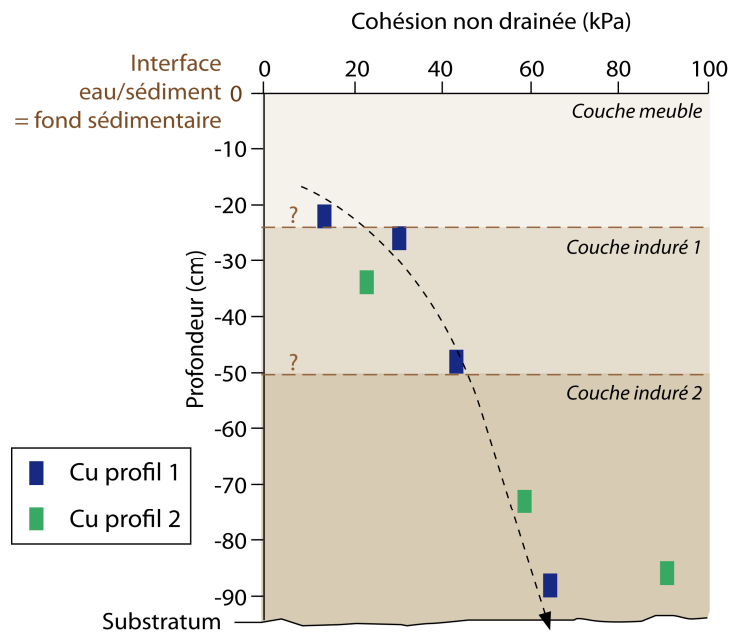


Fig.II. 32 : Profils verticaux de la cohésion non drainée déterminée par essais scissométriques in situ dans la couche de tange déposée au centre du chenal sur le site du Bateau

A l'aide des mesures des différents paramètres (contrainte critique à l'érosion, cohésion non drainée et rigidité), trois caractéristiques classiques sont mises en évidence pour la tange :

i) augmentation de la contrainte critique d'érosion (τ_e) et de la cohésion avec le temps de dépôt (Migniot, 1997 ; Mouazé *et al.*, 2011). Cette évolution en fonction du temps de dépôt est également observée dans les vases de la Seine (Lesourd, 2000).

ii) augmentation de τ_e avec l'augmentation de la fraction d'argile (Le Hir *et al.*, 2005) ;

iii) augmentation de τ_e avec le drainage du sédiment. Le drainage (1h après un temps de dépôt de 5h) entraîne une résistance accrue (~ 15%) du sédiment à l'érosion par un courant (Mouazé *et al.*, 2011).

Dans l'estuaire de la Seine, Lesourd (2000) démontre que les vases consolidées de l'estuaire interne ($Cu = 10$ kPa) sont difficilement érodables par les seuls courants de marée. Martin *et al.* (2001), présentent également des valeurs de cohésion très élevées (jusqu'à 70 kPa) d'un sédiment qui ne peut être érodé par des courants de marée seuls.

Plus globalement, il est indiqué dans la littérature que pour les vases compactes, l'énergie des courants de marées seuls ne suffit pas à éroder ces vases et qu'il faut ajouter l'énergie de la houle, la bioturbation, ou encore des crues...

3.2.4. Tangué en suspension et phase de dépôt

Granulométrie de la tangué en suspension

Une fois remis en suspension, le comportement du sédiment est conditionné par les courants dans la colonne d'eau. La nature de la tangué transportée en suspension est définie par sa granulométrie. Migniot (1997) mesure la granulométrie de la tangué en suspension près du Mont-Saint-Michel durant le flot d'une marée de coefficient 70 sur deux points. Il mesure des modes de 70 à 110 μm à 50 cm au-dessus du fond et de 70 à 80 μm en surface.

Ces mesures expliquent la différence de granulométrie entre la levée et le fond du chenal (Fig.II. 22). La granulométrie de la tangué en suspension augmente avec les vitesses du courant, passant de 70 à 120 μm lorsque les vitesses augmentent de 0.60 à 2 m/s.

Lorsque les vitesses sont importantes, les particules grossières prédominent dans l'écoulement par rapport aux éléments inférieurs à 40 μm . A l'étape, les particules grossières se déposent et laissent place aux particules inférieures à 40 μm qui forment un bruit de fond malgré une turbidité très faible.

Dépôt – vitesse de chute

Le maintien des particules dans la colonne d'eau est un équilibre entre la vitesse turbulente ascendante et la vitesse de chute (w_s) (critère de Bagnold $U^* \geq w_s / 1.25$). La vitesse de chute (w_s) est une propriété importante qui intervient dans le calcul du taux de transport en suspension et de la répartition verticale des concentrations. Ce paramètre dépend des caractéristiques de la particule telles que son diamètre, sa densité, sa forme et son état de surface. La vitesse de chute résulte d'un équilibre entre la force d'Archimède entraînant la particule vers le fond et les forces de frottements qui ralentissent la chute.

La première définition établie en 1843, est celle de Stokes valable pour une sphère dans un fluide visqueux au repos :

$$w_s = \frac{d^2 g (\rho_s - \rho)}{18\mu}$$

Avec d_{50} , le diamètre médian des grains (m) ; ρ_s et ρ , la masse volumique de la sphère et du fluide respectivement (kg/m^3) ; et μ , la viscosité dynamique du fluide (kg/m/s).

Elle s'applique aux écoulements laminaires (pour des particules inférieures à 200 μm) et s'éloigne rapidement des valeurs observées pour des écoulements turbulents. En 1927, Oseen

montre que pour les particules supérieures à quelques μm , l'écoulement autour de la particule n'est pas laminaire mais pseudo-laminaire. Il corrige donc l'équation de Stokes :

$$w_s = \frac{8\nu}{3d} \left(-1 + \sqrt{1 + \frac{(\rho_s - \rho)d^3}{24\rho\nu^2} g} \right)$$

Avec cette équation, les valeurs calculées sont plus proches des observations. De nombreuses formulations empiriques ont été proposées (Cardiergue *et al.*, 1998) telle que la formulation de Rubey (1933) qui se concentre sur les particules grossières, corrigée par Wadell (1934) qui introduit un facteur de forme ; puis Janke (1965) qui propose une formulation pour des particules sphériques dans tout type de fluide. En 1971, Gibbs *et al.* (1971) proposent une équation en étudiant la chute de billes de verre dans une colonne d'eau au repos.

Toutes ces études empiriques établissent des lois donnant la vitesse de chute en eau calme. Peu d'études se concentrent sur le comportement d'une particule dans un écoulement turbulent. Murray (1970), Hallermeier (1981) ou encore Maxey (1987) réalisent des études dans un fluide turbulent et observent une diminution de la vitesse de chute.

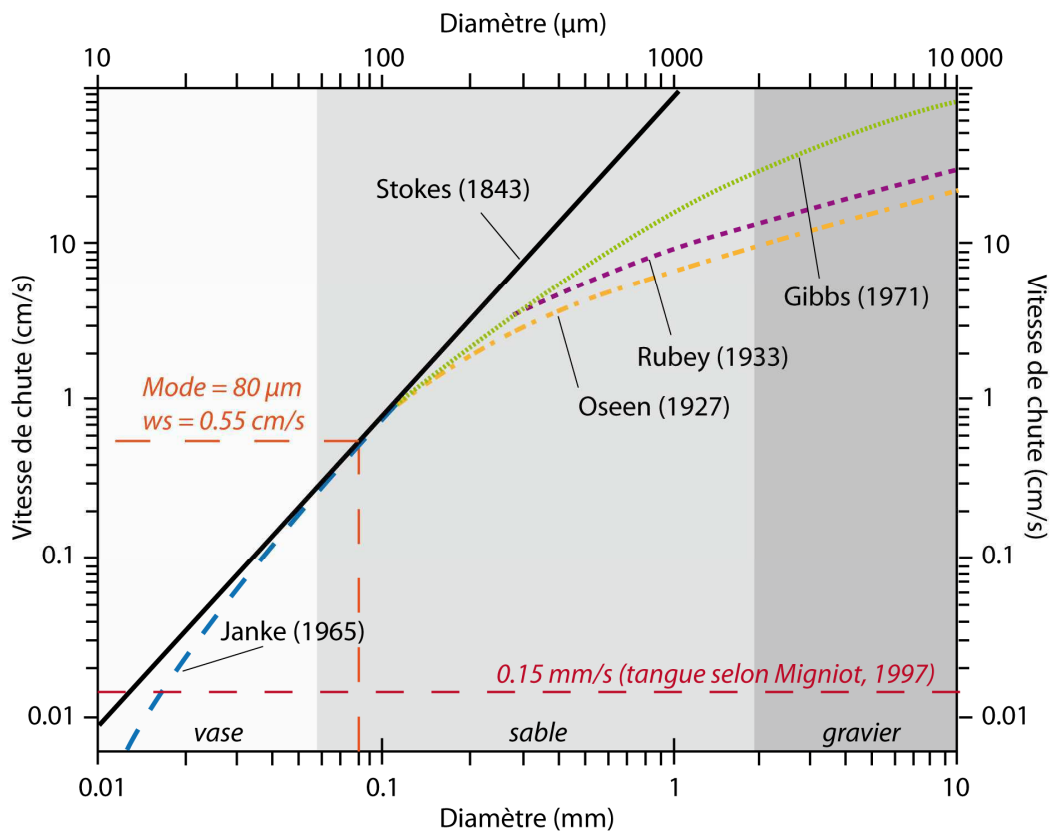


Fig.II. 33 : Vitesse de chute d'une particule dans un fluide au repos en fonction de son diamètre d'après les équations de Stokes, Oseen (1927), Rubey (1933), Gibbs (1971) et Janke (1965)

Dans la littérature, une valeur de vitesse de chute de la tangue est déterminée par Migniot (1997) à 0.15 mm/s. Selon la Fig.II. 33, le diamètre correspondant à cette vitesse de chute serait d'une quinzaine de micromètre ce qui ne correspond pas au mode granulométrique principal mesuré dans un doublet de marée de tangue mais seulement à la partie superficielle du doublet. Pour un échantillon de tangue prélevé dans le fond du chenal sur le site du Bateau avec un mode de 80 µm, la vitesse de chute associée serait de 0.55 cm/s.

Vitesse de chute entravée

La vitesse de chute d'une particule peut également être modifiée par la présence d'autres particules (Van Rijn, 1993). Si les particules tombent simultanément dans un fluide très chargé, elles pourront alors se gêner. La vitesse de chute est dite alors « entravée ». Cette vitesse de chute influencée par la concentration en MES peut être déterminée selon les expérimentations de Oliver (1961) et McNown-Lin (1952) par la formulation :

$$w_{s,m} = (1 - 2.15C) \left(1 - 0.75C^{0.33}\right) w_s$$

Avec $w_{s,m}$, la vitesse de chute dans un fluide chargé ; w_s , la vitesse de chute dans un fluide non chargé et C , la concentration en MES.

Migniot (1977) présente pour des sédiments non cohésifs (Fig.II. 34A) et des sédiments cohésifs (Fig.II. 34B), l'évolution de la vitesse de chute en fonction de la concentration en MES. Dans le cas d'un sédiment non cohésif, la vitesse de chute diminue avec l'augmentation de la concentration. Par exemple, pour une concentration de 50 g/L de sable fin la vitesse de chute entravée est de 10 % inférieure celle mesurée sur une particule élémentaire dans un fluide au repos (Fig.II. 34A). Plus la granulométrie est grossière, plus la concentration nécessaire pour entraver sa vitesse de chute doit être élevée. Les particules fines sont alors beaucoup plus facilement impactées par la concentration. Dans tous les cas, leur vitesse de chute continue de diminuer avec l'augmentation de la concentration.

Dans le cas d'un sédiment cohésif, le paramètre de floculation entre en compte et influence la vitesse de chute (Fig.II. 34B). La vitesse de chute augmente pour les concentrations faibles avec la floculation. Les floes ont des diamètres équivalents plus élevés qu'une particule seule ce qui fait chuter le floc plus rapidement. C'est à partir d'une concentration limite que la vitesse de chute devient entravée (Thorn, 1981 ; Winterwerp, 1999) (Fig.II. 34B).

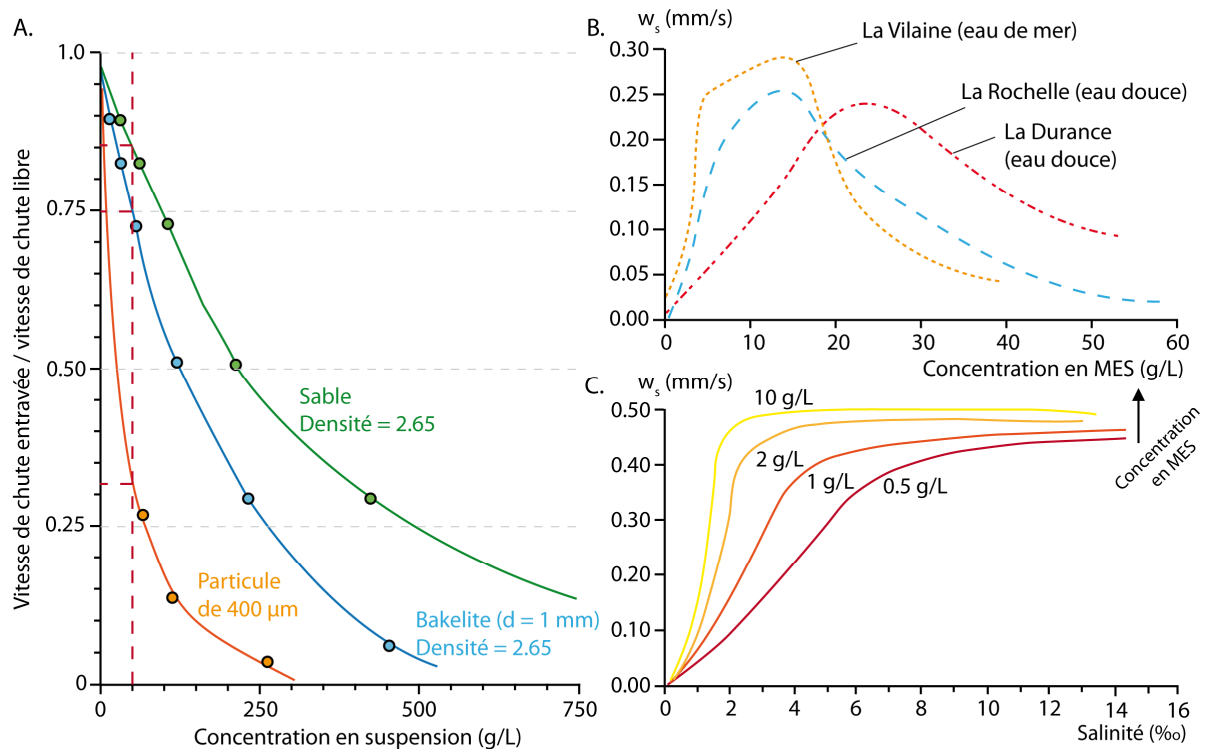


Fig.II. 34 : A. Influence de la concentration des particules solides sur la vitesse de chute entravée ($w_{s,m}/w_s$) ; B. Influence de la concentration en MES sur la vitesse de chute pour des exemples de sédiments en différents sites ; C. Influence de la salinité sur la vitesse de chute (Modifié d'après Migniot, 1977)

Migniot (1977) met également en évidence, une influence non négligeable de la salinité sur la vitesse de chute des sédiments cohésifs (Fig.II. 34C), l'augmentation de la salinité favorise la floculation des argiles. Les propriétés et les dimensions de la turbulence induit également une modification de la vitesse de chute des particules (Bélorgey *et al.*, 1999).

La vitesse de chute de la tange donnée dans la littérature ($w_s = 0.15$ mm/s), correspond à une vitesse de chute d'une particule d'une quinzaine de micromètre selon les lois existantes. Le mode granulométrique mesuré sur les échantillons du site du Bateau est de 80 μm et correspond théoriquement à une vitesse de chute de 0.55 cm/s dans un fluide au repos non chargé.

Afin d'ajuster cette valeur, il serait nécessaire de prendre en compte différents paramètres :

- la forme de la particule : la tange est composée en partie de bioclastes (particules plates et allongées). Le CSF¹³ (Corey Shape Factor) pour ces particules peut être estimé à 0.2 ;

¹³ CSF (Corey Shape Factor) : paramètre défini par Corey (1949)

- le régime d'écoulement : lors du passage d'un mascaret le régime d'écoulement évolue d'un régime laminaire (rivière) à un régime très turbulent (mascaret) ;
- la concentration : un transport de MES important est noté dans la littérature lors du passage d'un mascaret. Si les concentrations en MES sont très élevées, elles pourraient avoir une influence sur la vitesse de chute du sédiment ;
- la salinité : la remontée du mascaret correspond à la remontée de la marée dynamique suivie par la marée marine avec l'arrivée de la salinité. Selon l'emplacement des mesures dans l'estuaire, la salinité devrait être prise en compte.

Actuellement, il est encore difficile de calculer précisément la vitesse de chute d'un sédiment en prenant en compte tous les paramètres environnants. Nous ne rentrerons pas dans les détails du calcul de la vitesse de chute de la tange au cours de cette étude.

Agrégation des particules (floculation)

Comme évoqué précédemment, dans le cas des sédiments cohésifs, les particules peuvent flocculer pour former des agglomérats de diamètre plus important.

Dans la littérature, il est indiqué que la tange ne floccule pas car la composition est essentiellement silteuse et pauvre en minéraux argileux. La tange présente une importante hétérogénéité de forme des grains (Fig.II. 20), en particulier des grains bioclastiques qui s'imbriquent de façon complexe dès que le tassement commence, conférant ainsi à la tange une cohésion dite mécanique.

In situ, une cohésion par capillarité due à la présence d'une petite quantité d'eau entre les grains permet également l'attraction entre les particules. Dès que la tange est mise en suspension, cette cohésion disparaît et du fait de sa composition, elle ne floccule pas.

Malgré tout, les échantillons prélevés *in situ* et entreposés en laboratoire, présentent une forme d'agrégation (de floculation). Des essais granulométriques ont été réalisés sur un même échantillon à deux temps différents (Fig.II. 35) : i) immédiatement après le prélèvement et ii) après 3 mois de dépôt en laboratoire. Globalement, les volumes des classes granulométriques diminuent jusqu'à une taille de 200 μm et nous observons l'apparition d'un mode à $\sim 700 \mu\text{m}$ (courbe rouge

$CSF = c/(ab)^{1/2}$ avec les paramètres a, b et c respectivement la longueur la plus longue, la longueur intermédiaire et la longueur la plus courte de la particule.

Fig.II. 35). Dans la plupart des échantillons, le développement de matière organique (voir la photographie Fig.II. 35) permet une agrégation entre les particules.

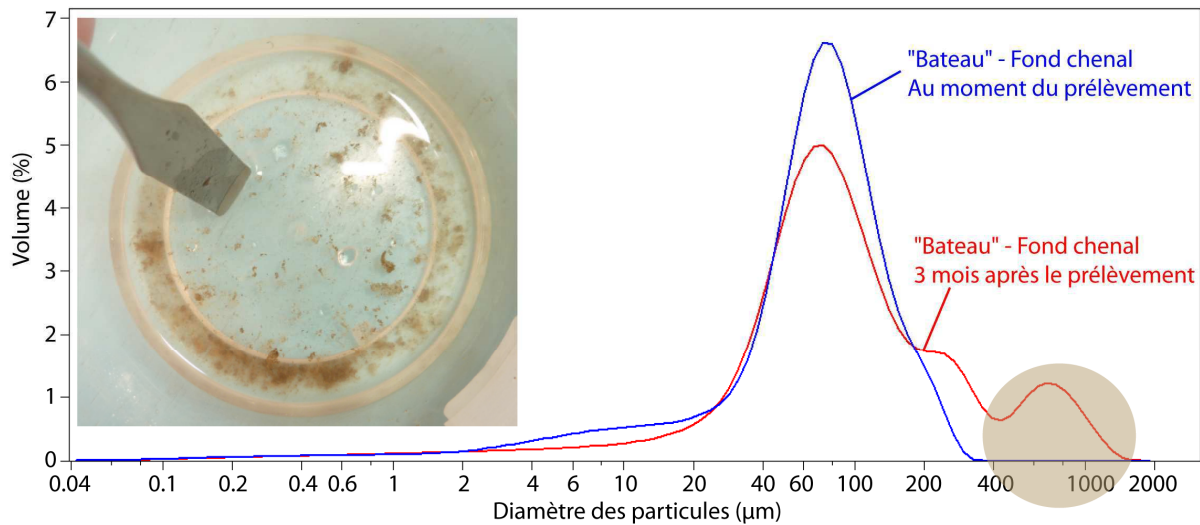


Fig.II. 35 : Photo d'un échantillon stocké 3 mois avec apparition d'agrégats et développement de matière organique. Variation de la granulométrie en fonction du temps de stockage après prélèvement (apparition d'un mode supplémentaire à 700 µm)

4. Conclusion

Ce chapitre permet de décrire en détail les conditions hydrosédimentaires de la baie du Mont-Saint-Michel et de mettre en évidence certains des paramètres qui pourraient limiter le développement d'un mascaret. Un site a été instrumenté à partir de ces critères. Après avoir fourni les caractéristiques du site de mesure, une description approfondie des propriétés physiques de la tange a été réalisée.

De nombreux sites de développement de mascaret sont dénombrés dans la baie du Mont-Saint-Michel. Il semble que les conditions très particulières nécessaires à ce développement soient régulièrement réunies dans la baie. Ces conditions sont i) un fort marnage mesuré à l'entrée de la baie (en prenant en compte les surcotes/décotes) ; ii) un débit d'étiage (et donc une hauteur d'eau de la rivière faible) ; iii) et une morphologie locale de préférence quasi-rectiligne (le mascaret disparaissant dans les méandres) avec une bathymétrie la plus régulière possible. Plus globalement la morphologie générale de l'estuaire et l'asymétrie importante entre le flot et le jusant, jouent un rôle important. C'est cet équilibre entre ces paramètres qui permet la création de mascaret sur plusieurs sites dans la baie du Mont-Saint-Michel.

Le site du Bateau, choisi pour cette étude, possède des caractéristiques idéales pour le développement régulier de mascaret ondulé et déferlant tel que : une section rectiligne de 500 m de long, un profil transversal rectangulaire et une faible pente longitudinale.

Un des objectifs de ce travail étant de travailler sur les concentrations de matière en suspension au passage du mascaret, il est nécessaire de caractériser le sédiment présent. Une synthèse bibliographique sur le sédiment particulier de la baie du Mont-Saint-Michel, « la tangue » a donc été réalisée. Elle montre que la tangue a un comportement thixotrope *in situ*, que la floculation est limitée en raison de la faible proportion en argile, que la cohésion non drainée augmente en fonction de la profondeur de dépôt et que la contrainte critique d'érosion augmente en fonction du temps de dépôt.

Chapitre 3

Caractérisation de l'écoulement d'un mascaret

1.	INTRODUCTION	105
2.	METHODES DE MESURE DE LA VITESSE ET DES EVOLUTIONS DE SURFACE LIBRE.....	106
2.1.	Méthodes de mesure des vitesses de l'écoulement	106
2.1.1.	ADV (Acoustic Doppler Velocimeter) : principe de fonctionnement, qualité du signal, limite de la technique et caractéristiques des ADV.....	107
2.1.2.	Etalonnage des ADV en laboratoire en fonction de la concentration en MES et de la turbulence.....	110
2.1.3.	ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) : principe de fonctionnement.....	116
2.1.4.	Comparaison des méthodes acoustiques (ADV vs. ADCP)	118
2.1.5.	La LDV (Laser Doppler Velocimeter).....	119
2.2.	Mesure de la surface libre	120
2.2.1.	Mesures de surface libre in situ : vidéos et capteur de pression.....	120
2.2.2.	Mesures de surface libre en laboratoire : capteurs ultrasonore et visualisation.....	121
2.3.	Autres mesures : bathymétrie, vitesse du mascaret.....	122
3.	CONDITIONS INITIALES DES EXPERIMENTATIONS	124
3.1.	Conditions des mesures dans la baie du Mont-Saint-Michel	124
3.1.1.	Instrumentation d'un site avec le développement d'un mascaret.....	124
3.1.2.	Conditions initiales de la Sée.....	125
3.2.	Modélisation d'un mascaret en canal à courant	127
3.2.1.	Choix de la modélisation et du matériel expérimental	127
3.2.2.	Choix des conditions initiales – présentation des trois cas d'étude.....	129
3.2.3.	Conditions initiales de vitesse (V_1)	130
3.2.4.	Répétabilité de la simulation en laboratoire.....	133
3.3.	Les effets d'échelle – Similitude de Froude	136
4.	ANALYSE DE LA SURFACE LIBRE PENDANT LE DEVELOPPEMENT DU MASCARET.....	140
4.1.	Profil temporel de surface libre.....	141

4.2.	Etude du front du mascaret.....	143
4.3.	Etude des éteules	146
4.3.1.	<i>Amplitude, longueur d'onde et profondeur maximale</i>	147
4.3.2.	<i>Comparaison avec la bibliographie</i>	149
5.	COMPORTEMENT DE L'ÉCOULEMENT LORS DU DÉVELOPPEMENT D'UN MASCARET	153
5.1.	Description globale de l'écoulement <i>in situ</i> et en laboratoire	154
5.1.1.	<i>Cartes spatio-temporelles des vitesses dans l'écoulement et profils verticaux globaux</i>	154
5.1.2.	<i>Evolution des vitesses (U, V et W) en un point</i>	160
5.1.3.	<i>Accélération de l'écoulement</i>	165
5.1.4.	<i>Contrainte visqueuse de cisaillement dans la colonne d'eau</i>	169
5.2.	Caractéristiques turbulentes de l'écoulement au passage du mascaret	172
5.2.1.	<i>Contraintes turbulentes tangentielles</i>	172
5.2.2.	<i>Intensité de l'énergie cinétique turbulente (TKE)</i>	174
5.3.	Etude préliminaire sur l'évolution des caractéristiques de la couche limite lors d'un développement de mascaret simulé en canal	176
6.	CONCLUSION.....	181

1. Introduction

Lors du passage d'un mascaret, l'écoulement est décrit comme rapide et turbulent. Plusieurs études abordent la description de l'écoulement avant, pendant et après le passage du mascaret (Wolanski *et al.*, 2004 ; Chanson, 2008 ; Chanson *et al.*, 2010 ; Chanson et Docherty, 2012 ; Zhu *et al.*, 2012 ; Simon, 2013). Trois approches sont généralement utilisées : modélisation numérique, modélisation en laboratoire et instrumentation *in situ*.

Afin de décrire l'écoulement au passage du mascaret, nous avons instrumenté le site du Bateau dans la baie du Mont-Saint-Michel à l'aide de deux ADV (Acoustic Doppler Velocimeter) et deux ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) pour les mesures de vitesse et un capteur de pression pour des mesures d'évolution de surface libre. Au cours des années 2011 et 2012, dix campagnes de terrain ont été réalisées et trente-cinq mascarets ont été instrumentés.

En parallèle, une simulation en canal a été réalisée avec la propagation d'une onde induite par la fermeture rapide d'une paroi (guillotine ou porte). L'expérimentation physique utilise un ADV Vectrino et un dispositif LDV (Laser Doppler Velocimeter) pour les mesures de vitesse et cinq capteurs ultrasons pour les mesures de surface libre.

Ces deux approches *in situ* et en laboratoire sont complémentaires. Les études sur le mascaret sont rares *in situ* et commencent à se développer depuis plusieurs années en canal. Bien que l'évolution de la surface libre soit similaire, la comparaison directe *in situ*/laboratoire permet de confronter les différents paramètres, cette fois-ci, dans la colonne d'eau. Par ailleurs, cette étude permet d'alimenter la communauté en mesures *in situ* et de compléter les mesures en canal. A l'aide de la LDV, des mesures dans la couche limite ont été réalisées et représentent un réel apport dans l'analyse de la simulation en canal.

2. Méthodes de mesure de la vitesse et des évolutions de surface libre

De nombreux instruments ont été utilisés afin d'accéder aux paramètres hydrodynamiques de l'écoulement *in situ* et en laboratoire (vitesses dans les trois directions, paramètres liés à la turbulence...).

2.1. Méthodes de mesure des vitesses de l'écoulement

Dans cette partie méthodologique, il convient de faire un rappel sur le principe de la vélocimétrie par effet Doppler car tous les instruments déployés utilisent cette technique. La mesure de la vitesse en un point de l'écoulement tire parti de l'effet Doppler, énoncé par le physicien autrichien Christian Doppler (Doppler, 1842) : un observateur *Obs* fixe (dans son propre référentiel) perçoit un décalage de fréquence Δf d'une onde (ici sonore) émise par une source *S* mobile de vitesse dans le référentiel lié à l'observateur (Fig.III. 1). Le son parvient à l'observateur plus aigu si la source se rapproche de lui, et plus grave si elle s'en éloigne. Le décalage fréquentiel Δf est proportionnel à la fréquence d'émission f_0 et à la vitesse radiale $V \cos \alpha$ de la source :

$$V \cos \alpha = c \times \frac{\Delta f}{f_0} \quad \text{avec} \quad \Delta f = f_1 - f_0$$

Avec f_1 , la fréquence du signal reçu par l'observateur ; f_0 , la fréquence du signal émis par la source et c , la célérité de l'onde dans le milieu.

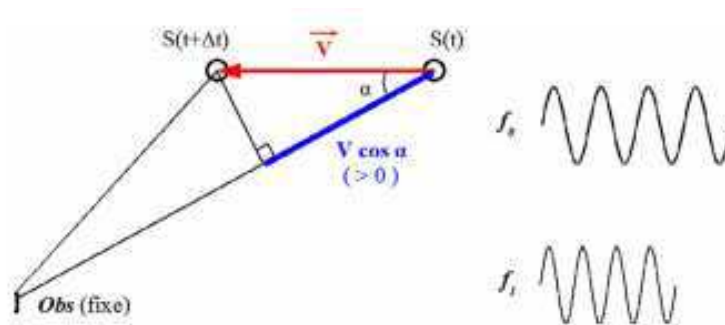


Fig.III. 1 : Principe de l'effet Doppler (Le Coz et al., 2008)

L'effet Doppler peut être utilisé pour déterminer la vitesse d'un écoulement. Le principe est le suivant : une onde est émise par un émetteur, puis elle est rétrodiffusée par les particules en suspension et enfin reçue par un récepteur. Dans ce cas, l'effet Doppler se produit deux fois, une fois

de l'émetteur à la particule et une deuxième fois de la particule au récepteur. Le décalage Doppler est doublé :

$$V \cos \alpha = \frac{c}{2} \times \frac{\Delta f}{f_0} \quad \text{avec} \quad \Delta f = f_1 - f_0$$

Avec f_0 et f_1 , respectivement la fréquence du signal émis par l'émetteur et reçu par le récepteur. Il convient de noter que l'utilisation de ces techniques repose sur l'hypothèse que la vitesse des particules (rétrodiffusantes) est égale à celle de l'eau.

2.1.1. ADV (Acoustic Doppler Velocimeter) : principe de fonctionnement, qualité du signal, limite de la technique et caractéristiques des ADV

Deux ADV ont été utilisés dans cette étude : l'ADV Vector et l'ADV Vectrino. Le principe de fonctionnement est le même pour ces deux instruments mais leurs caractéristiques diffèrent. L'ADV Vector destiné à des mesures de terrain a été installé lors de trente-cinq marées et l'ADV Vectrino plutôt adapté pour des mesures en laboratoire couvre douze marées et les simulations en canal à courant (Fig.III. 15).

Principe de fonctionnement de l'ADV

Les courantomètres ADV sont des appareils mesurant les vitesses de courant en un point. Comme expliqué précédemment, le système utilise l'effet Doppler pour mesurer la vitesse des particules dans le fluide (McLelland et Nicholas, 2000 ; Voulgaris et Trowbridge, 1998). Ce système émet de courtes pulsations acoustiques à une fréquence de 6 ou 10 MHz qui sont réfléchies par les particules en suspension de diamètre compris entre 8 et 10 μm (sédiments fins, petits organismes, phytoplancton...), situées dans le volume d'échantillonnage (Zedel et *al.*, 1996). Cet appareil permet d'obtenir des mesures tridimensionnelles de vitesses : la vitesse longitudinale (U), la vitesse transversale (V) et la vitesse verticale (W). Le volume de mesure est situé à une distance fixe de l'appareil et est défini par l'intersection des axes émetteurs et récepteurs (Fig.III. 2). En interpolant les fréquences entre elles, l'ADV donne la direction de la particule.

Le post-traitement des données permet également de calculer la turbulence, l'énergie cinétique turbulente (TKE) ainsi que des contraintes de cisaillement. Le capteur de pression présent sur la tête de l'ADV Vector, permet de mesurer la hauteur d'eau.

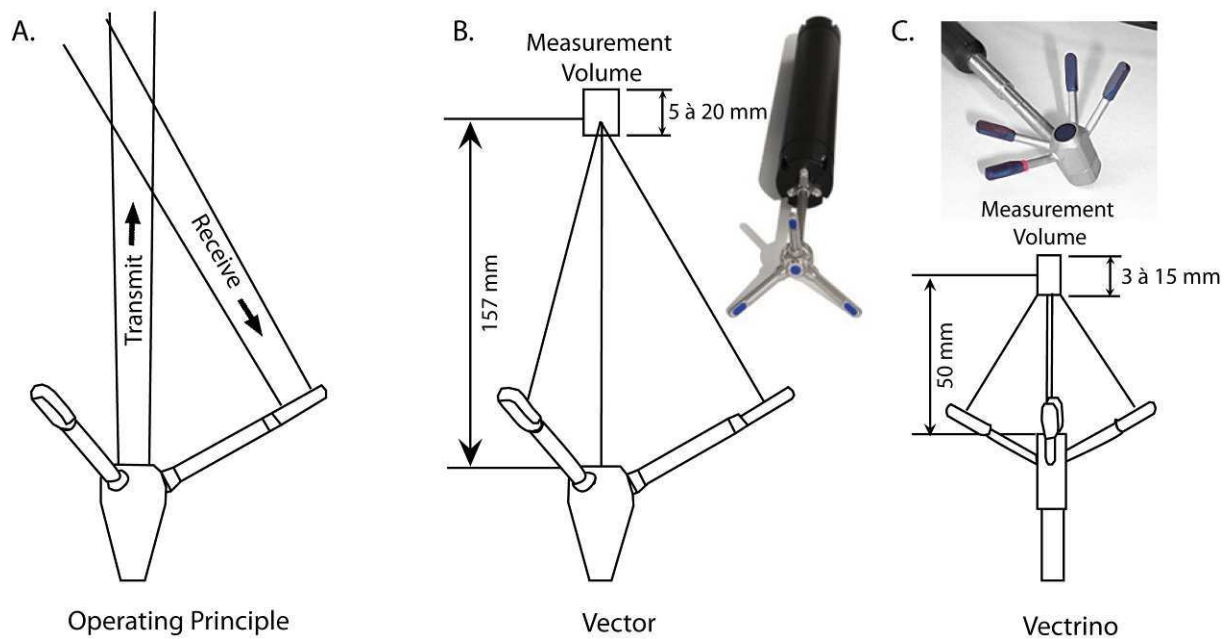


Fig.III. 2 : A. Principe de fonctionnement général des ADV ; Schéma et photographies : B. de l'ADV Vector et C. de l'ADV Vectrino

Les caractéristiques spécifiques des deux ADV utilisés au cours de cette étude sont données dans la suite du paragraphe.

Caractéristiques du Vector et du Vectrino

Le **Vector** est équipé de trois récepteurs en forme de tétraèdre permettant de mesurer les vitesses U , V et W (Fig.III. 2). Le corps de l'appareil contient le module électronique, la batterie et différents capteurs : pression, température et position (roulis, tangage, pilonnement).

Le **Vectrino** est équipé de quatre récepteurs qui permettent d'améliorer les mesures de turbulence en fournissant des mesures redondantes ce qui augmente les corrélations sur la mesure (Fig.III. 2).

Indices sur la qualité du signal

La fiabilité des mesures est donnée par trois paramètres mesurés en même temps que la vitesse : l'amplitude de rétrodiffusion du signal (Amp), le coefficient de corrélation (Cor) et le rapport signal sur bruit (SNR) définis comme suit :

- **L'amplitude** (Amp) correspond à la mesure de l'intensité du signal acoustique réfléchi sur les particules (en count, avec 1 count = 0.43 dB) ;
- **Le coefficient de corrélation** (Cor) est le paramètre le plus important pour vérifier la qualité des données. La corrélation est un indicateur de la compatibilité relative du comportement

des diffuseurs dans le volume d'échantillonnage au cours de la période d'échantillonnage. L'ADV recueille des données à une fréquence d'échantillonnage supérieure à la fréquence fixée d'acquisition et le paramètre COR indique la cohérence des mesures multiples dans chaque période d'échantillonnage. La valeur varie de 0 à 100 et les fabricants de l'ADV recommandent un filtrage des données quand les valeurs de corrélation sont inférieures à 70. Dans certaines études, des valeurs inférieures à 70 peuvent être prises en compte lorsque le rapport signal sur bruit est élevé et que l'écoulement est turbulent (une condition qui semble généralement conduire à des valeurs faibles de corrélation) ;

- **Le paramètre SNR** indique la densité relative des diffuseurs acoustiques dans l'écoulement et la force résultante du signal reçu par rapport au niveau de bruit de l'instrument. Le niveau de bruit de fond est mesuré avant chaque pulsation de mesures. Les fabricants de l'ADV recommandent une valeur SNR d'au moins 5 dB lors de la mesure de vitesses d'écoulement moyen et 15 dB ou plus lors de la mesure des vitesses instantanées et des quantités de turbulence. Le SNR est calculé à partir de l'amplitude du signal et du bruit ambiant :

$$SNR = 20 \log_{10} \frac{Amplitude_{signal}}{Amplitude_{bruit}}$$

Configuration des ADV

Afin d'optimiser les mesures acoustiques, nous avons choisi la configuration qui nous semblait optimale (Fig.III. 3) après avoir étudié les différentes caractéristiques des deux ADV et les différentes configurations possibles (l'influence des configurations sur la mesure est décrite en Annexe 1).

	Vectrino	Vector
Type de mesure	1 point	1 point
Position de l'ADV	"Side"	"Side"
Composantes de vitesse mesurées	U, V, W	U, V, W
Fréquence d'émission acoustique	10 MHz	6 MHz
Fréquence d'acquisition	200 Hz	64 Hz
Gamme de vitesse	+/- 2 m/s	+/- 2 m/s
Taille du volume de mesure	6 mm	6,6 mm
Distance du volume de mesure	5 cm	15,7 cm

Fig.III. 3 : Caractéristiques et configurations principales des ADV Vector et ADV Vectrino utilisés dans cette étude

Limites de la technique ADV

Notre étude *in situ* et en laboratoire repose en partie sur des données enregistrées avec les ADV. Les limites importantes sont :

- La principale source d'incertitude est l'estimation de la vitesse de propagation du son dans le fluide, dépendante principalement de la concentration en matières en suspension (MES), de la salinité et de la température. Dans notre cas, la vitesse de propagation du son évolue au cours des mesures *in situ* avec une variation de salinité, de température mais surtout de concentration en MES. On montre au cours de l'analyse que ces paramètres ne varient pas au moment du passage du mascaret (période sur laquelle nous basons notre étude) ;
- Il est également précisé dans la notice constructeur que l'ADV réalise des mesures fiables de vitesses jusqu'à des concentrations en MES de l'ordre de 10 g/L. A l'inverse, si l'écoulement ne comporte pas assez de particules dans l'écoulement, l'ADV montre une réponse « bruitée » avec une corrélation du signal faible. Cet aspect est surtout problématique en laboratoire où l'écoulement doit êtreensemencé ;
- Comme indiqué précédemment, la turbulence peut également induire une qualité du signal moindre avec une baisse de corrélation du signal.

Après une étude bibliographique sur le mascaret, le phénomène apparaît turbulent et peut avoir une influence non négligeable sur le transport sédimentaire. On suppose alors que l'on dépasse les limites d'utilisation de l'ADV. Afin de quantifier cette influence, nous avons réalisé une calibration en laboratoire.

2.1.2. Etalonnage des ADV en laboratoire en fonction de la concentration en MES et de la turbulence

Comme nous le verrons, les signaux de vitesses mesurés avec les ADV *in situ* présentent un bruit très important quelques secondes après le passage du mascaret. Au moment du passage du mascaret, le signal n'apparaît pas très bruité. La calibration a été réalisée dans le but de quantifier i) l'influence de la concentration en MES et ii) l'effet de la turbulence sur le signal de vitesse. L'analyse de ces résultats est actuellement encore en cours de traitement. Nous présentons dans cette partie, des résultats préliminaires. Les données ont été filtrées à l'aide de l'outil SLIP¹ (Simple Library for Image Processing) développé par l'institut PPRIM de Poitiers (partenaire dans le projet ANR).

¹ <http://www.sic.sp2mi.univ-poitiers.fr/slip>

2.1.2.1 Description générale du dispositif de calibration

Les instruments sont placés dans un réservoir d'eau de 500 l où un moteur entraine une grille perforée en rotation (25 x 10 cm). La vitesse de rotation de la grille est fixée grâce à un variateur, permettant de contrôler le niveau de turbulence (Fig.III. 4) et les concentrations en MES sont mesurées à l'aide de prélèvements. Les deux ADV sont placés de telle façon que leur volume de mesure se trouve dans une zone très proche.

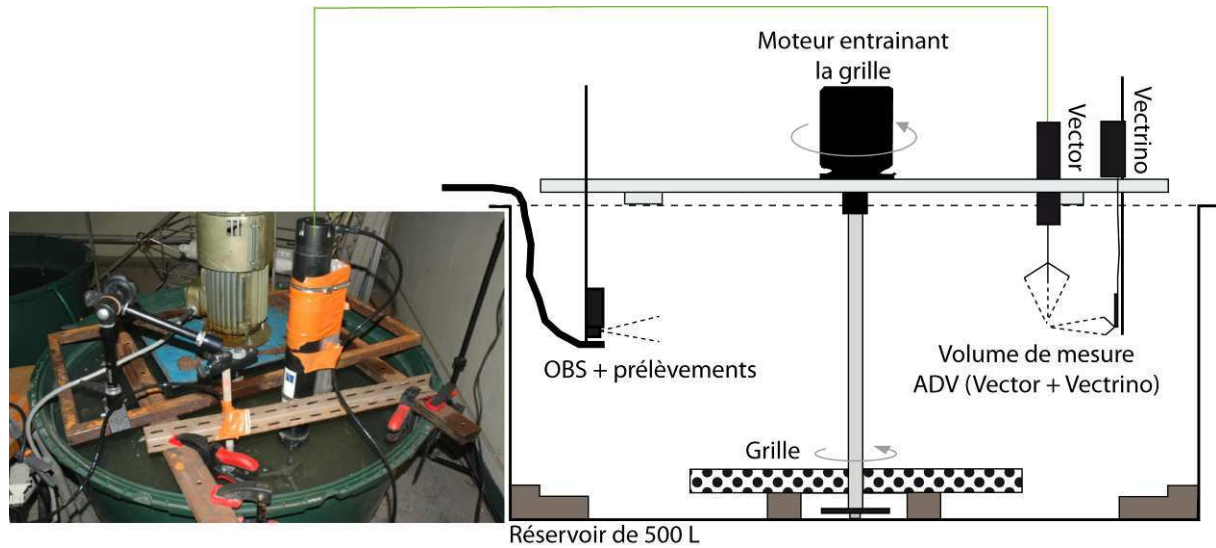


Fig.III. 4 : Photo et schéma du dispositif de calibration de l'ADV Vector et de l'ADV Vectrino (dispositif dessiné et assemblé par Sylvain Haquin)

Nous déterminons dix niveaux de turbulence que l'on notera de manière relative de 1 à 10. Les vitesses et les contraintes turbulentes sont mesurées pour des concentrations proches de 0 g/L à chaque niveau de rotation de la grille (Fig.III. 5A et Fig.III. 5B).

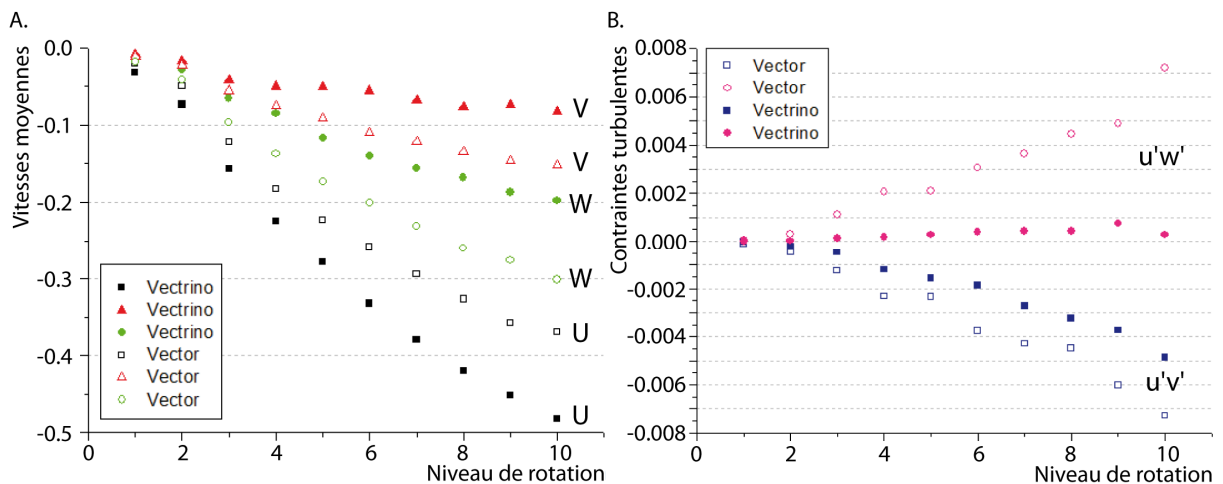


Fig.III. 5 : Mesures des ADV Vector et Vectrino dans le réservoir de calibration avec une variation de la vitesse de rotation de la grille. A. Vitesses moyennes dans les trois directions (\overline{U} , \overline{V} , \overline{W}) et B. Les contraintes turbulentes

Logiquement, les vitesses moyennes (\bar{U} , \bar{V} et \bar{W}), augmentent avec le niveau de rotation (Fig.III. 5A). Une différence de mesure des vitesses est constatée entre l'ADV Vector et l'ADV Vectrino. L'ADV Vectrino mesure des vitesses plus importantes en \bar{U} et plus faible en \bar{V} et \bar{W} . On suppose que les volumes de mesure des ADV sont décalés, les appareils mesurent alors le gradient de vitesse dans le réservoir. A partir des vitesses moyennes et des fluctuations, nous calculons les contraintes turbulentes qui augmentent à chaque niveau de rotation de la grille.

A une concentration en MES de 0 g/L, la réponse des ADV à l'augmentation des vitesses de rotation de la grille est logique. La concentration en MES est ensuite augmentée par palier (de 0 g/L à 79.6 g/L avec des paliers tous les 10 g/L) (neuf niveaux de tests). Le sédiment est préparé en fonction du volume d'eau dans le réservoir et pesé à sec. Deux concentrations sont définies pour ces tests : C_{th} , la concentration théoriquement insérée dans le dispositif et $C_{réel}$ la concentration mesurée à l'aide des prélèvements. Des prélèvements sont réalisés pour chaque niveau de concentration théorique et à chaque niveau de rotation de la grille afin de vérifier la concentration réelle au niveau du volume de mesure de l'ADV.

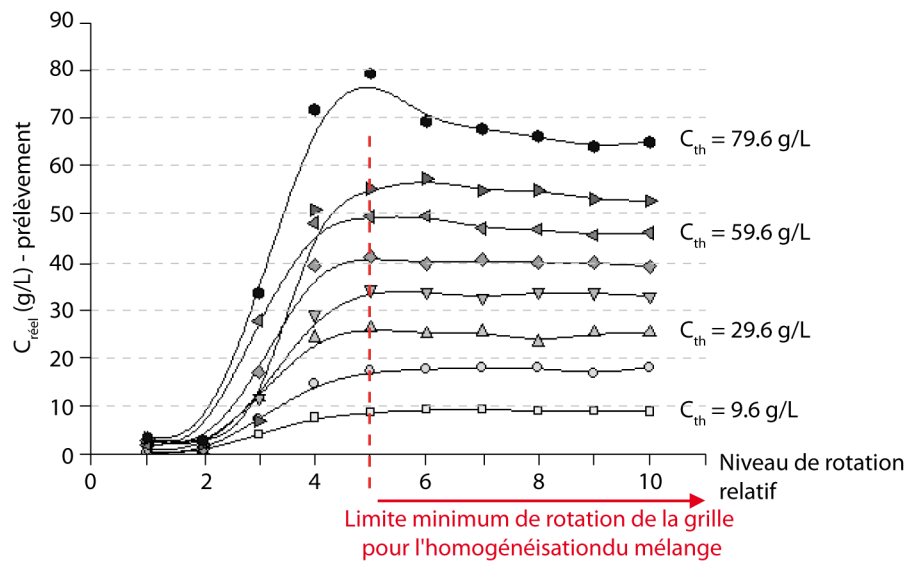


Fig.III. 6: Mesure de concentration réelle ($C_{réel}$) en fonction de la concentration théorique (C_{th}) initiale et du niveau de rotation relatif

La $C_{réel}$ mesurée est toujours inférieure à la C_{th} . Plus la concentration théorique augmente, plus la différence entre C_{th} et $C_{réel}$ est accentuée : différence de 1 g/L pour une C_{th} de 10 g/L, jusqu'à 15 g/L pour une C_{th} de 80 g/L. On suppose que pour une quantité importante de sédiment, des particules se déposent au fond du réservoir et se trouvent hors de l'action de la grille. Il ne faut pas non plus négliger le gradient de concentration qui se crée dans le réservoir et qui s'intensifie avec l'augmentation de la C_{th} .

La vitesse de rotation minimum de la grille pour obtenir un mélange eau/sédiment d'une concentration stable est de 5 (vitesse relative) pour des $C_{réel}$ de 10 à 55 g/L (Fig.III. 6). Par exemple, pour une même C_{th} et une vitesse de rotation de 5 puis de 9, nous mesurons des $C_{réel}$ respectivement de 80 et 65 g/L (Fig.III. 6).

Dans le cadre de l'étude sur le mascaret, une calibration des ADV a été réalisée afin de comprendre l'influence de la turbulence et de la concentration en MES sur le signal de vitesse mesuré. Dix niveaux de turbulences ont été testés combinés à neuf niveaux de concentrations (= 90 tests).

Pour analyser les résultats de cette calibration, il faut retenir que :

- pour une concentration en MES proche de 0 g/L, l'augmentation de la vitesse de rotation de la grille est corrélée avec l'augmentation de la vitesse moyenne et de la turbulence ;
- la $C_{réel}$ sous-estime la C_{th} , nous utiliserons donc les concentrations mesurées avec les prélèvements ;
- une vitesse de rotation de grille minimum est définie pour maintenir les matières en suspension (niveau 5) dans la colonne d'eau.

2.1.2.2 Influence des paramètres concentration et turbulence sur différents paramètres : vitesse moyenne, TKE

Après une étude préliminaire sur l'utilisation de différents filtres proposés en annexe 1, nous choisissons de filtrer ces données avec un filtre d'accélération défini dans Goring et Nikora (2002). Le filtre d'accélération est basé sur le principe que l'accélération (ou la décélération) d'une particule dans le fluide doit être proportionnelle à la gravité g et du même ordre de grandeur. Les points de mesure pour lesquels l'accélération (ou la décélération) seront supérieures à la valeur maximale fixée seront considérés comme des « *spikes* ». Les paramètres utilisés sont fixés à 1.5 fois la gravité ($k_g = 1.5$) et un critère statistique à $k_\sigma = 1.5$ (supprime ce qui est supérieur à 1.5 écart type). Dans l'étude de calibration des ADV, les points supprimés sont remplacés par interpolation à l'aide d'un polynôme d'ordre 3 (Goring et Nikora, 2002).

Les évolutions des vitesses moyennes et de la TKE en fonction de la concentration en MES et de la vitesse de rotation sont présentées Fig.III. 7. Les résultats sont présentés de deux façons : un diagramme couplant les deux facteurs influents (concentration et vitesse de rotation) (Fig.III. 7A et C) et des graphiques présentant l'influence sur les paramètres par facteurs (Fig.III. 7B, D et E)

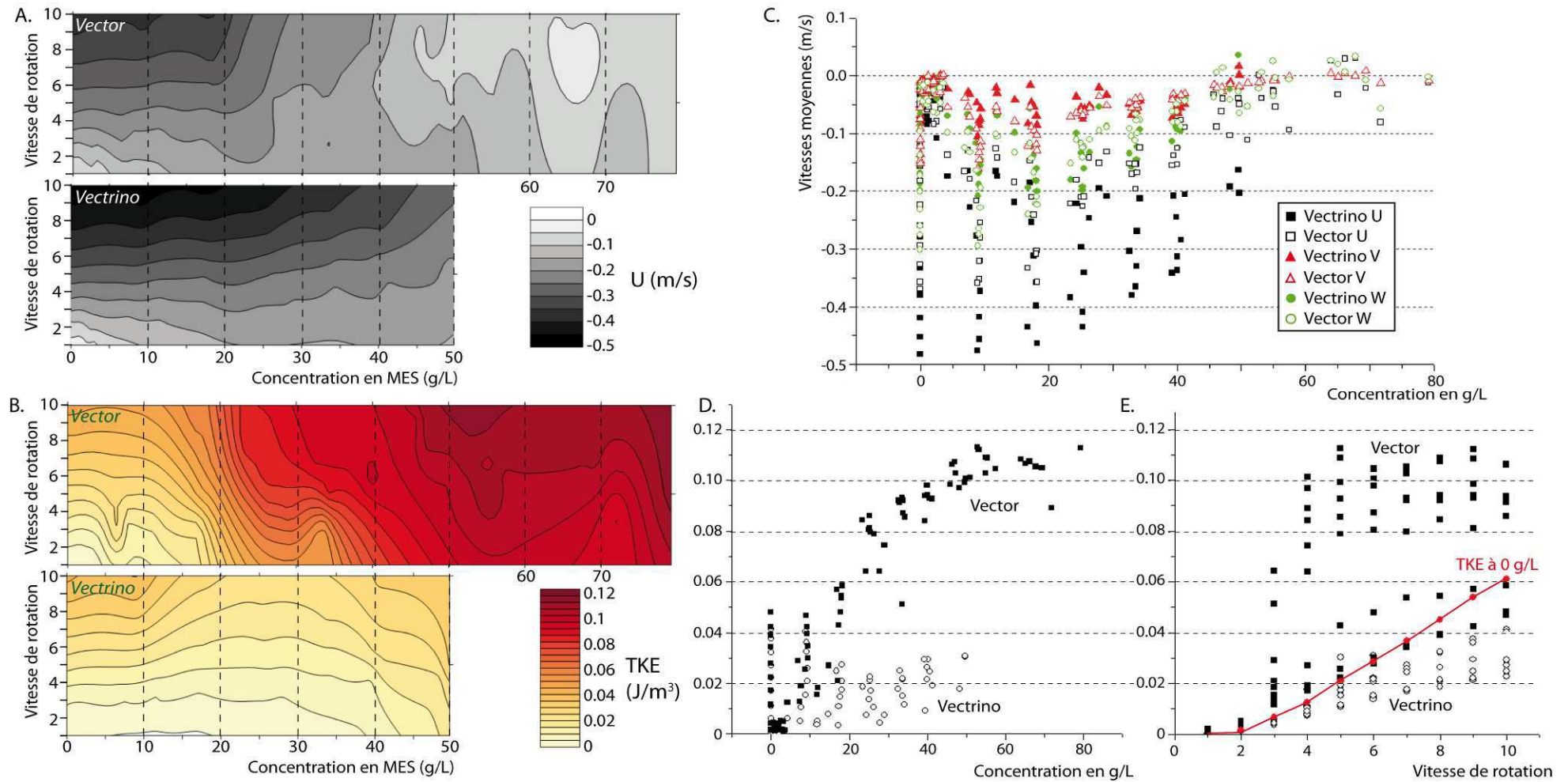


Fig.III. 7: A et B : Diagrammes d'évolution de la vitesse moyenne longitudinale \bar{U} et de la TKE en fonction de la concentration en MES et de la vitesse de rotation ; C : \bar{U} , \bar{V} , \bar{W} mesurées avec les ADV Vectrino et Vector en fonction de la concentration en MES ; D et E : Evolution de la TKE en fonction de la concentration et de la vitesse de rotation (Vector et Vectrino)

La vitesse moyenne évolue seulement en fonction de la vitesse de rotation de la grille jusqu'à une concentration en MES seuil entre 15 et 20 g/L pour l'ADV Vector et jusqu'à un peu plus de 20 g/L dans le cas du Vectrino. Après ce seuil, plus la concentration en MES augmente, plus les vitesses moyennes sont amorties jusqu'à atteindre 0 m/s dans le cas où la concentration en MES est la plus élevée (80 g/L) et le niveau de rotation de la grille maximum.

Ce phénomène d'amortissement n'est pas encore expliqué mais quelques hypothèses peuvent être proposées :

- la gamme de mesure de l'ADV de 0 à 10 g/L donnée par le constructeur n'est pas du tout respectée ;
- la proportion de la gamme granulométrique préférentielle de mesure de l'ADV (de 8 à 10 μm) peut devenir négligeable devant la gamme plus grossière (tri du sédiment...) ;
- le volume de mesure étant situé à une certaine distance de l'émetteur et du récepteur, le signal peut être atténué par la masse turbide située entre le volume de mesure et la tête de l'ADV ;
- la viscosité apparente augmenterait dans la suspension hyperchargée.

Les niveaux de TKE calculés sont les mêmes pour les deux appareils jusqu'à 15 g/L (de 0.02 à 0.04 J/m³). Ensuite, la TKE augmente d'un facteur 3 pour l'ADV Vector alors qu'elle semble rester stable dans le cas du Vectrino jusqu'à 50 g/L (TKE = 0.02 J/m³)².

La vitesse de rotation de la grille est le facteur principal qui influence les vitesses moyennes et les paramètres de turbulence jusqu'à une concentration en MES seuil de 15 g/L pour le Vector et 20 g/L pour le Vectrino. Après avoir atteint cette concentration seuil, les paramètres semblent erronés (avec le filtrage utilisé ici).

D'après cette calibration, on constate que l'ADV Vectrino est plus « tolérant » à l'augmentation de la concentration en MES. *In situ*, l'ADV Vectrino pourra donc être placé dans une zone plus influencée par la concentration en MES (plus proche du fond par exemple).

Cette calibration, nous a également permis de choisir un filtre pour corriger les données ADV recueillies *in situ* (« *despiking* »).

² Les données de l'ADV Vectrino n'ont pas été filtrées pour les concentrations supérieures à 50 g/L

2.1.3. ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) : principe de fonctionnement

En parallèle de l'ADV Vector, deux ADCP ont été installés sur le site de mesure en mars 2012 : le H-ADCP et le WorkHorse Sentinel (Fig.III. 8A et B). Le principe de fonctionnement de l'ADCP est décrit dans de nombreuses études (Gluard, 2008 ; Berni, 2010).

Dans le cas d'un ADCP, un signal ultrason est émis dans l'eau par une céramique piézo-électrique, rétrodiffusé par les particules en suspension (supposées de même vitesse que l'écoulement), puis reçu par la même céramique. Une information de la direction et de la vitesse du courant peut être obtenue grâce au temps aller/retour de l'onde, à différents niveaux de la colonne d'eau (taille des cellules définies par l'utilisateur). Des profils verticaux de vitesse peuvent alors être extraits.

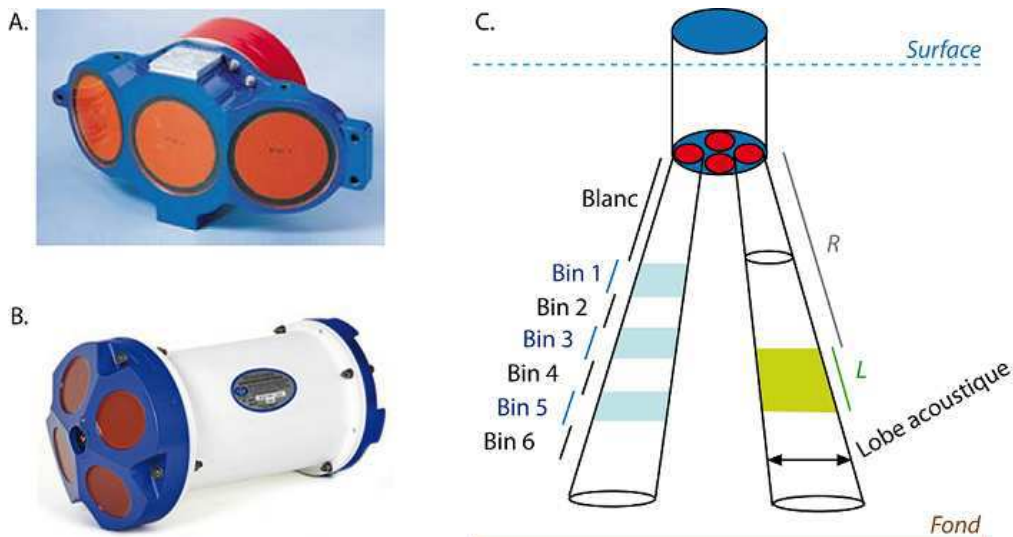


Fig.III. 8 : Photographies d'un H-ADCP (A) et d'un Workhorse Sentinel ADCP (B) (prêt de Teledyne Instrument) ; C. Principe de fonctionnement d'un ADCP

Malgré la possibilité de réaliser des mesures de vitesse sur plusieurs points, les ADCP sont limités par des contraintes techniques :

- Portée de mesure

La dissipation du signal acoustique dans le milieu, limite la portée de l'ADCP. A partir d'une certaine profondeur, l'écho présente une intensité trop faible pour pouvoir être analysé correctement (SNR trop faible). Cela est principalement dû à l'absorption du signal sonore par l'eau mais aussi à son atténuation par les sédiments en suspension en cas de forte concentration. Plus la fréquence du signal est élevée, plus il s'atténue sur une courte distance.

- Zone aveugle

Un délai minimum est indispensable entre l'émission et la réception du signal pour que la résonance de la céramique ne vienne pas brouiller l'enregistrement de l'écho. Ce délai, fonction de la fréquence des ultrasons, se traduit par une zone aveugle avant la première cellule de mesure (jusqu'à 6 m pour un appareil à 75 kHz). Depuis quelques années, les constructeurs se sont adaptés aux contraintes de faible tirant d'eau, réduisant la zone aveugle à 5 cm pour un ADCP de 1200 kHz. Cependant, une déformation locale des lignes de courants est observée par l'intrusion de l'appareil (Gartner et Ganju, 2002).

- Interférence des émissions secondaires (cellules et ensembles invalidés)

Chaque céramique piézoélectrique émet un faisceau d'ultrasons concentré autour d'une direction principale. L'ouverture du lobe acoustique principale décroît avec la fréquence d'émission de l'ADCP. Elle vaut environ 1.5° pour un ADCP Teledyne RDI à 1200 kHz. Ceci correspond typiquement à un doublement du diamètre du faisceau à 2 m de la céramique. Cependant des émissions secondaires extérieures à ce cône peuvent rencontrer le fond de la rivière et alors engendrer un écho d'intensité comparable à la rétrodiffusion du faisceau principal par les particules en suspension. Cet écho parasite perturbe la mesure de vitesse en revenant à l'émetteur.

- Hypothèse d'homogénéité du champ de vitesse

Cette hypothèse est la plus lourde de conséquences sur la qualité de la mesure de vitesse, vu l'écartement rapide des faisceaux et l'ouverture du lobe principal avec la profondeur, ainsi que la complexité des écoulements concernés. Pour que la reconstitution du vecteur vitesse 3D soit valide, il faut que les vitesses radiales mesurées selon chaque faisceau correspondent à un champ de vitesse homogène dans la couche horizontale explorée. Dans le cas des ADCP à quatre faisceaux, chaque paire de faisceaux diagonaux fournit simultanément une estimation de la composante verticale de la vitesse. Si la différence entre ces deux estimations est trop grande, on considère le champ de vitesse trop perturbé et la mesure est rejetée. La solution serait de mesurer dans des cellules plus petites mais plus la cellule de mesure est réduite, plus le bruit associé à la mesure de vitesse augmente.

Il est également possible d'utiliser l'ADCP pour des mesures de concentration en MES à partir du signal rétrodiffusé par les particules. Cependant, l'utilisation du signal rétrodiffusé nécessite une nature de sédiment avec des caractéristiques simples (granulométrie, forme, composition homogène) et une atténuation du signal acoustique doit être prise en compte pour des valeurs de concentration supérieures à 0.2 g/L (Tessier, 2006).

In situ sur le site du Bateau, les deux ADCP ont été placés selon deux objectifs bien distincts. L'ADCP Workhorse Sentinel a permis d'accéder à l'évolution des vitesses sur un profil vertical dans le temps. L'H-ADCP a été placé au centre du chenal de façon à ce que le signal ultrason soit émis vers l'aval de la section. Les résultats du H-ADCP n'ont pas été exploités dans la thèse mais sont présentés en annexe 2.

2.1.4. Comparaison des méthodes acoustiques (ADV vs. ADCP)

Lors de la campagne de terrain de mars 2012, les deux instruments de mesure *in situ* de vitesse (ADV Vector et l'ADCP Worhorse Sentinel) ont enregistré le passage du mascaret simultanément. Les deux instruments ont été installés à une faible distance pour pouvoir comparer les signaux de vitesse. Le volume de mesure de l'ADV ayant été placé à 60 cm au-dessus du fond, nous comparons le signal obtenu avec la cellule correspondante de l'ADCP (Fig.III. 9).

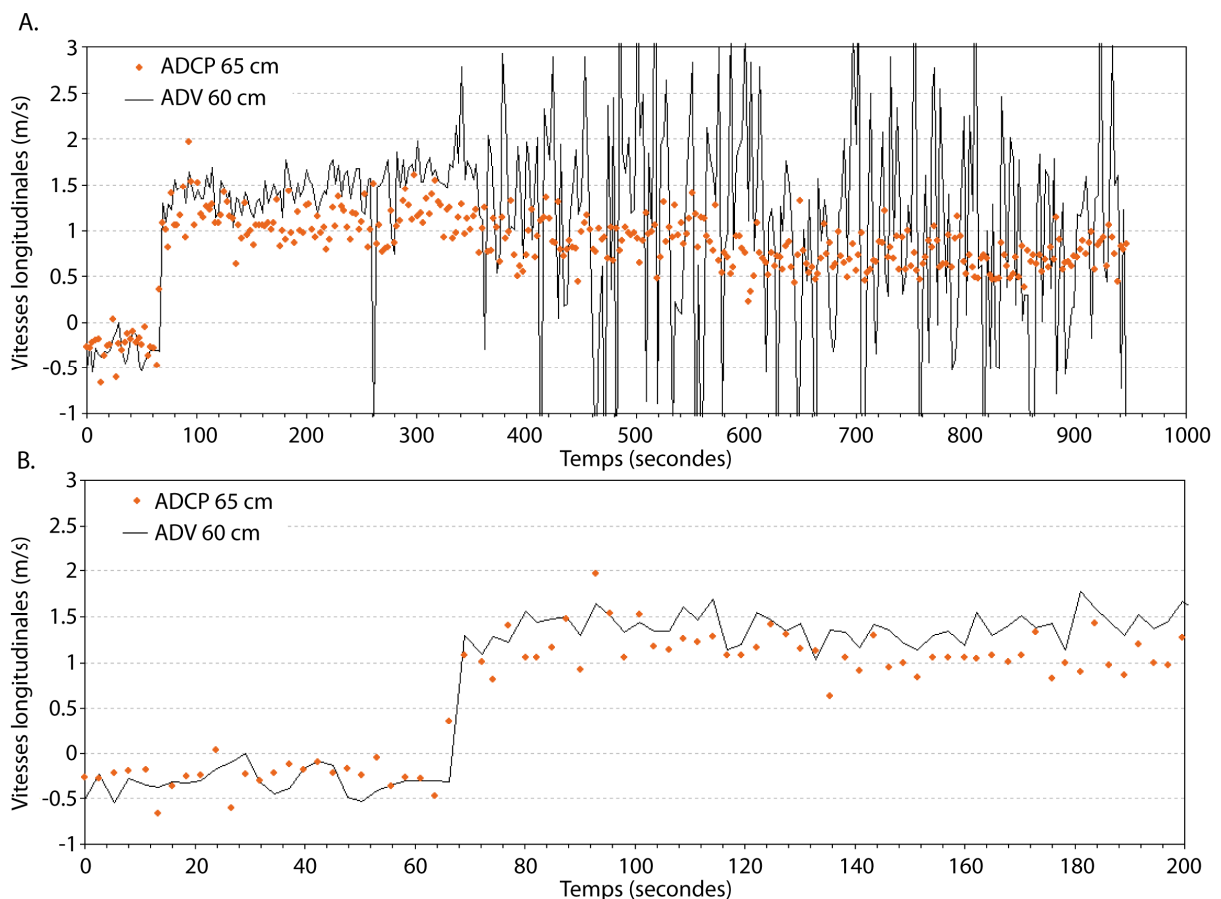


Fig.III. 9 : Comparaison des données acoustiques ADV et ADCP du 10 mars 2012 au soir. A. Enregistrement sur 1000 secondes (~ 16 minutes) ; B. Zoom sur les 200 premières secondes (~ 3 minutes)

La comparaison est réalisée au passage du mascaret. Deux périodes d'enregistrement sont distinguées : i) les 300 premières secondes où le signal ADV est faiblement bruité avec des écarts types de 0.2 m/s (Fig.III. 9B) et ii) après 300 secondes où le signal ADV est très bruité (écart type de

1.5 m/s) (Fig.III. 9A). La différence moyenne entre les deux méthodes de mesure augmente avec le taux de bruit de l'ADV Vector d'un facteur 3.

Dans la partie du signal ADV très bruitée, le traitement de ces données s'avère complexe mais on estime que l'ADCP (qui moyenne lorsqu'il mesure) nous permet d'accéder à une valeur de vitesse moyenne fiable.

2.1.5. La LDV (Laser Doppler Velocimeter)

En laboratoire, les mesures de l'ADV Vectrino (situé au milieu de la colonne d'eau) ont été couplées avec des enregistrements de LDV. Cette méthode est classiquement utilisée pour effectuer des mesures spatio-temporelles très précises. Cette technique permet notamment d'accéder aux paramètres de la couche limite (Mouazé, 2001 ; Peronne, 2010). Dans le cadre des simulations de mascaret en canal, des profils de vitesse et d'intensité turbulente ont été mesurés sur les composantes horizontale et verticale, sur 80 % de la colonne d'eau.

2.1.5.1 Principe de la méthode optique

La vélocimétrie Doppler Laser (LDV) est une technique de mesure eulérienne optique non intrusive, utilisée depuis plus de quarante ans pour caractériser la dynamique d'écoulements fluides (liquides ou gaz). Son principe de fonctionnement repose également sur l'effet Doppler. La mesure de vitesse est effectuée à l'intersection de deux faisceaux laser formant un motif de franges d'interférence, une succession de plans sombres et lumineux. Les particules d'ensemencement du fluide diffusent la lumière lorsqu'elles traversent un plan lumineux du réseau d'interférence. La traversée d'une succession de plans sombres et lumineux apparaît comme une série de bouffées. Cette lumière rétrodiffusée est captée dans l'optique émettrice/réceptrice et transmise aux fibres optiques. Un photomultiplicateur convertit ces fluctuations d'intensité lumineuse en un signal électrique. Ce signal analogique est traité par un processeur, le BSA (Burst Spectrum Analyser), et converti en informations digitales de vitesse. La fréquence des bouffées rétrodiffusées (fréquence Doppler) est proportionnelle à la vitesse de la particule d'ensemencement (et donc du fluide) au point de mesure considéré.

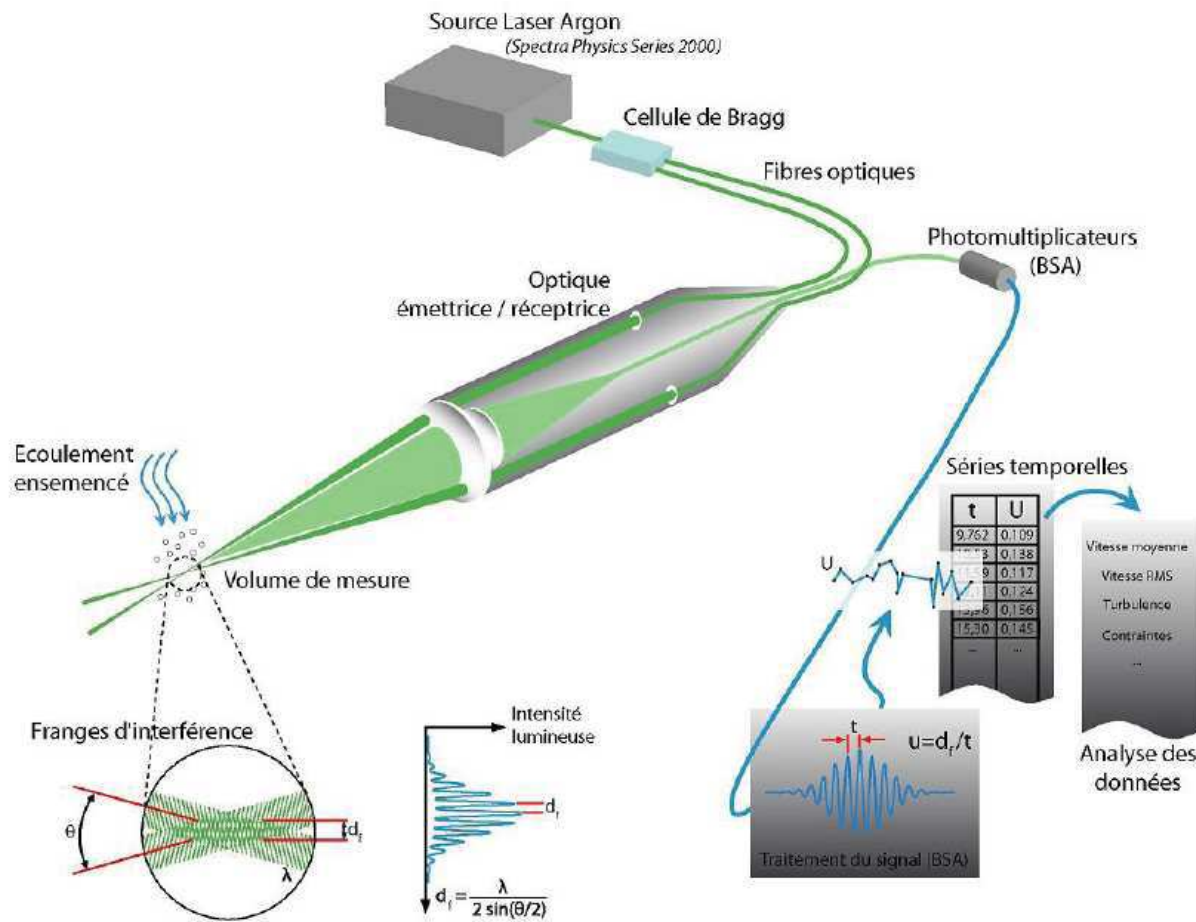


Fig.III. 10 : Principe de la Vélocimétrie Doppler Laser et sa chaine de mesure (d'après Dantec Dynamics et modifié par Weill, 2010)

Les avantages de cette technique de mesure sont nombreux : elle est non intrusive et ne nécessite pas de calibration. Elle est sensible au sens de l'écoulement, et capable de mesurer une très large gamme de vitesses. Enfin, sa résolution spatiale (150 μm dans notre cas) et temporelle est très élevée (jusqu'à 250 Hz dans nos conditions expérimentales). Un supplément sur le principe de mesure de la LDV est présenté en Annexe 4.

2.2. Mesure de la surface libre

Simultanément aux mesures de vitesse, des mesures sur l'évolution de la surface libre ont été réalisés *in situ* et en laboratoire.

2.2.1. Mesures de surface libre *in situ* : vidéos et capteur de pression

In situ, deux méthodes ont été utilisées en parallèle pour accéder à l'évolution de la surface libre dans le temps au point de mesure : i) la vidéo d'une perche graduée et ii) un capteur de

pression situé sur l'ADV Vector. Les deux méthodes sont comparées sur plusieurs mascarets (exemple Fig.III. 11).

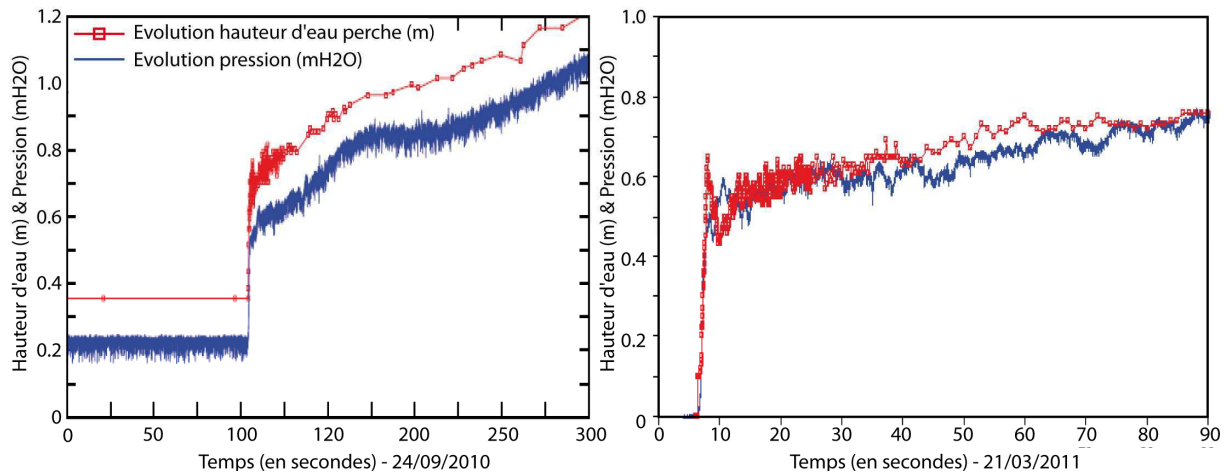


Fig.III. 11 : Evolution de la surface libre au cours du passage d'un mascaret. Comparaison des résultats du capteur de pression et de la perche graduée. A. Résultat du 24 septembre 2010, site du Grouin du Sud (Mouazé et al., 2010) (ADV à $z/d_1 = 0.6$) et B. Résultat du 21 mars 2011, site du Bateau (ADV à $z/d_1 = 0.36$)

La comparaison de ces deux méthodes avait également été réalisée dans l'étude de Mouazé *et al.* (2010) dans la baie du Mont-Saint-Michel. Une fois recalée, la mesure par pression est validée par la mesure directe par visualisation. Dans notre cas, une différence entre les deux méthodes est observée au passage du mascaret. Elle peut venir de la précision de la perche, du fait que les mesures n'ont pas été réalisées au même endroit (perche proche de la berge et ADV à 3 m de la berge) mais également de l'aération du mascaret. La pression mesurée par l'ADV peut en effet être faussée par une couche aérée en surface.

Bien que la méthode de la perche soit fiable, elle est fastidieuse et nécessite un temps de traitement des vidéos non négligeable. De plus, la précision spatio-temporelle de cette méthode est faible par rapport à la mesure de pression par l'ADV (fréquence d'acquisition à 64 Hz). Dans cette étude, les analyses de surface libre sont réalisées avec les mesures de pression de l'ADV.

2.2.2. Mesures de surface libre en laboratoire : capteurs ultrasonore et visualisation

Le principe des capteurs ultrasons est de mesurer le temps d'aller-retour d'une onde se réfléchissant à la surface de l'eau. Le caractère non-intrusif de ce type de capteur est leur principal avantage mais ils ont également de nombreux inconvénients :

- Le capteur ne doit pas être proche d'une paroi pour ne pas perturber le parcours de l'onde dont l'expansion est conique. Une installation perpendiculaire à la surface libre est requise pour que l'écho principal de l'onde soit réfléchi vers l'appareil ;

- Une zone morte existe devant le transducteur où aucune mesure n'est réalisée. Cela correspond à la durée calculée en distance pour émettre une impulsion d'émission et activer le récepteur ;
- Le système est très sensible aux échos parasites et si plusieurs capteurs sont utilisés, il est nécessaire de synchroniser l'émission des ultrasons ou de respecter une distance minimum entre chacun des capteurs
- Le temps de réponse du capteur est de 70 ms. Ce temps devra être pris en compte dans les résultats. *Cette incertitude correspond à une erreur d'environ 2 cm/s sur la vitesse du mascaret qui est de l'ordre de 1 m/s.*

A partir de ces recommandations, les cinq capteurs ultrasons chacun espacé de 15 cm, ont été placés en quinconce dans la zone de mesure du canal.

En parallèle des mesures ultrasons, la mise en place d'une technique de visualisation permet de mieux appréhender l'écoulement lors du passage d'un mascaret avant de commencer les mesures précises d'évolution de surface libre et de profils de vitesse obtenues par LDV.

La visualisation a été réalisée à l'aide d'un appareil photo et d'une nappe laser. La nappe est placée dans l'axe du canal afin d'avoir une vision globale des phénomènes d'un point de vue spatial et temporel. Des clichés en lumière blanche sont également réalisés dans toutes les configurations.

2.3. Autres mesures : bathymétrie, vitesse du mascaret

D'autres mesures que les vitesses de l'écoulement et l'évolution de la surface libre sont nécessaires à la description des conditions d'écoulement lors du développement d'un mascaret telle que la vitesse du mascaret ou l'état initial de la bathymétrie du chenal.

La vitesse du mascaret

In situ, la vitesse de propagation du mascaret est mesurée pour chacun des mascarets instrumentés à l'aide de deux chronomètres sur une distance de 20 m. Cette méthode peut entraîner des erreurs importantes sur la mesure. Pour une vitesse de 4 m/s l'erreur peut être de 0.4 m/s pour une demi-seconde de différence sur la mesure des chronomètres. En laboratoire, les capteurs ultrasons étant espacés de 15 cm, nous calculons la vitesse du mascaret entre tous les capteurs.

La bathymétrie

La connaissance de la bathymétrie nous permet d'avoir un état de référence des trois sites instrumentés. A chaque mission, au moins un profil bathymétrique transversal a été réalisé en utilisant un tachéomètre (Leica TC 410 C).

Cet appareil est un tachéomètre électronique conçu pour réaliser des profils topographiques. Cet instrument est composé d'une tête laser visant un prisme. L'appareil enregistre la distance spatiale (D sur la Fig.III. 12) et l'angle zénithal (Z sur la Fig.III. 12). L'altitude de chaque point est calculée selon : $Alt_B = Alt_A + h_R + D \cos(Z) - h_i$

La distance entre chaque points est soit mesurée soit calculée avec les coordonnées enregistrées par le théodolite. Ainsi, il est possible de tracer des profils topographiques.

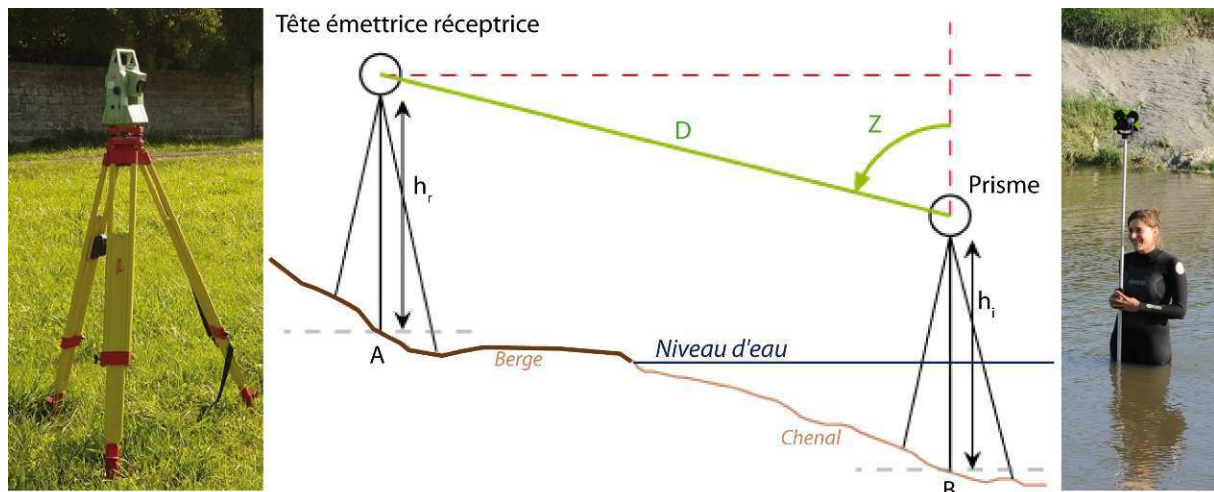


Fig.III. 12 : A. Photo d'un théodolite déployé sur le site du Bateau ; B. Schéma du principe de fonctionnement des théodolites

Cette approche permet d'obtenir les paramètres géométriques de la section du chenal dans laquelle les mesures sont effectuées. La précision de mesure de cet instrument est biaisée par un facteur principal : le sédiment sur lequel repose le pied du prisme est meuble. La tige est posée sur un socle plat afin de limiter son enfoncement dans le sédiment mais l'erreur sur la mesure n'est pas négligeable. De plus, la résolution spatio-temporelle du profil dépend de l'espacement des points de mesure. Nous avons choisis de limiter nos mesures à un espacement de 50 cm. Cela nous donne une vision globale de la morphologie du chenal avant le passage du mascaret et la possibilité de localiser d'éventuelles macroformes comme des bancs qui pourraient localement faire varier la profondeur d_L .

3. Conditions initiales des expérimentations

Après avoir rapidement présenté les sites de mesure *in situ* dans le chapitre 2 et la méthode de simulation d'un mascaret en canal dans le chapitre 1, nous allons présenter en détail les conditions de mesure de ces deux approches. Ce paragraphe se terminera sur une discussion sur la possibilité de comparer le phénomène généré en canal et un mascaret développé sur le terrain.

3.1. Conditions des mesures dans la baie du Mont-Saint-Michel

L'instrumentation *in situ* comporte des difficultés et demande des moyens techniques et humains important. De nombreuses études rapportent des endommagements d'instruments lors de campagnes pour instrumenter le mascaret (Kjerfve et Ferreira, 1993 ; Mouazé *et al.*, 2010 ; Chanson *et al.*, 2011 ; Reungoat *et al.*, 2012). Le choix des sites et de l'instrumentation est primordial dans l'établissement d'un protocole d'expérimentation de terrain efficace.

3.1.1. Instrumentation d'un site avec le développement d'un mascaret

Dans la baie du Mont-Saint-Michel, trois sites ont été instrumentés pour mesurer les conditions hydrodynamiques du mascaret : Le Grouin du Sud (Fig.III. 13A - PK7), La Vaquerie (Fig.III. 13B - PK12) et Le Bateau (Fig.III. 13C - PK15) (présentés rapidement dans le chapitre 2).

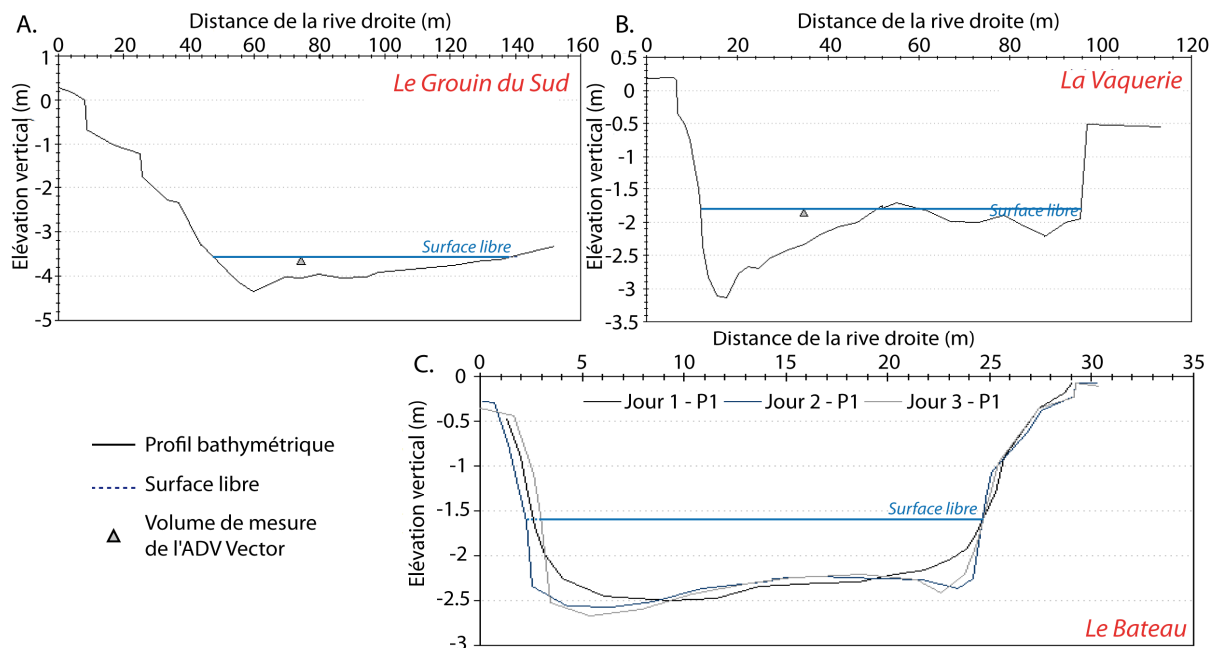


Fig.III. 13 : Profils transversaux des chenaux sur les différents sites. A. Au du Grouin du Sud (PK7) ; B. à la Vaquerie (PK12) et C. au Bateau (PK15) - PK : Point Kilométrique avec le 0 pris à Tombelaine

Ces trois sites nous permettent de comparer le développement de mascaret dans trois contextes morphologiques différents (Fig.III. 13). Les expérimentations ont été menées de janvier 2011 à mai 2012. Les sites ont été instrumentés lors de marées de coefficient systématiquement supérieur à 100 et avec des débits de rivière faibles (condition d'étiage) (Fig.III. 15). L'instrumentation de terrain de la plupart des missions a été installée selon la Fig.III. 14.

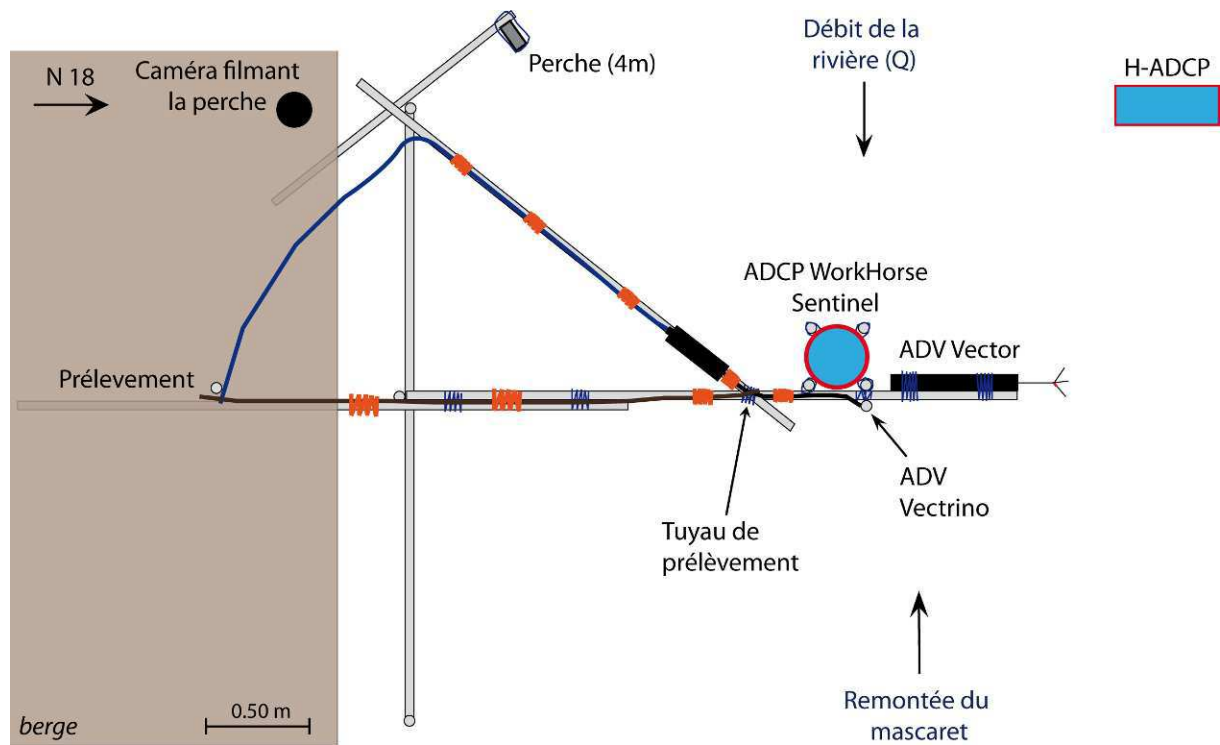


Fig.III. 14 : Vue aérienne du dispositif instrumental installé in situ (ADV : Acoustic Doppler Velocimeter ; ADCP : Acoustic Doppler Current Profiler)

3.1.2. Conditions initiales de la Sée

Pour discuter des conditions d'écoulement initiales de la Sée sur le site de mesure nous nous appuyons sur les données de vitesse des ADCP et de l'ADV moyennées sur 1 minute avant le passage du mascaret en un point (Fig.III. 16).

Site de mesure	Date	Coefficient	Mesures	Type de mascaret observé in situ	Fr_{CH2}	
Pointe du Grouin du Sud	21 janvier 11	103	ADV Vector	Déferlant	1,66	
	22 janvier 11	105			1,92	
	19 février 11	114			1,67	
	20 février 11	115			1,65	
La Vaquerie	20 mars 11	117		Transitoire	1,47	
	21 mars 11	118			1,58	
Le Bateau (Sée)	21 mars 11	117		Transitoire	1,33	
	18 avril 11	112			1,31	
	19 avril 11	112			1,51	
	19 avril 11	111			Ondulé	1,19
	20 avril 11	107			Transitoire	1,34
	30 aout 2011	111		ADV Vector + ADV Vectrino	Transitoire	1,41
	31 aout	112			Ondulé	1,27
	31 aout	111			Transitoire	1,46
	01 septembre 11	108			Transitoire	1,3
	28 septembre 11	114			Transitoire	1,57
	29 septembre 11	115	Transitoire		1,57	
	29 septembre 11	113	Déferlant		1,71	
	30 septembre 11	110	Déferlant		1,67	
	27 octobre 11	111	Transitoire		1,35	
	28 octobre 11	111	Transitoire		1,38	
	28 octobre 11	109	Transitoire	1,26		
	29 octobre 11	105	Déferlant	1,18		
	09 mars 12	111	ADV Vector + H-ADCP + Workhorse Sentinel	Ondulé	1,43	
	10 mars 12	112			1,63	
	10 mars 12	112			1,5	
	11 mars 12	110			1,53	
	07 avril 12	113	ADV Vector		1,14	
	08 avril 12	114			1,12	
	08 avril 12	113			1,14	
09 avril 12	110	1,16				
06 mai 12	108	1,37				
07 mai 12	109	1,87				
07 mai 12	108	1,35				
08 mai 12	106	1,45				

$$Fr_{CH2} = \frac{U_b + V_1}{\sqrt{g \times \frac{A_1}{B_1}}}$$

Type de mascaret selon la classification du nombre de Froude

- ondulé
- transitoire
- déferlant

$$Fr_{CH2} = \frac{U_b + V_1}{\sqrt{g \times \frac{A_1}{B_1}}}$$

Type de mascaret selon la classification du nombre de Froude

- ondulé
- transitoire
- déferlant

Fig.III. 15 : Calendrier des missions de terrain avec les instruments de mesure de vitesse et de surface libre. Comparaison des formes de mascarets observés in situ avec le nombre de Froude CH_2 calculé (Chanson, 2005b)

Nous constatons qu'au cours des différentes campagnes de terrain, la valeur de la vitesse initiale (V_1) ne varie pas significativement sur le site du Bateau, restant faible (0.15 à 0.9 m/s). Au Grouin du Sud, les conditions initiales de vitesse sont différentes avec des vitesses V_1 pouvant atteindre 1.20 m/s.

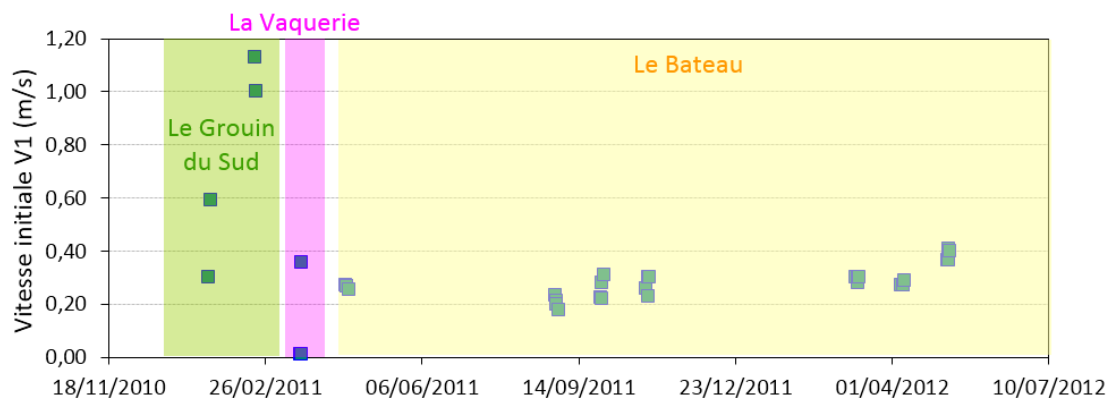


Fig.III. 16 : Mesures des vitesses initiales (V_1) dans la rivière à un point de mesure (données ADV) lors de chaque missions

3.2. Modélisation d'un mascaret en canal à courant

La mesure directe *in situ* est difficile et non répétable. Les facteurs environnementaux varient constamment. Afin de s'affranchir de ces variations, une simulation du phénomène en canal permet d'obtenir des informations détaillées sur les champs de vitesse avec des configurations reproductibles.

3.2.1. Choix de la modélisation et du matériel expérimental

Les modèles analytiques présentés dans le chapitre 1 donnent des approximations correctes de la célérité et de la profondeur au niveau du *bore* lors de simulation où la pression n'est pas hydrostatique et où une couche turbulente peut être présente. Le mascaret observé sur le terrain, diffère en termes de dynamique d'écoulement avec les modèles présentés. La Fig.III. 17 représente la valeur théorique de la vitesse de l'écoulement en amont et en aval du *bore* dans les différents modèles.

Type de ressaut	V1	V2	U_b
Mascaret in situ	≥ 0	≤ 0	< 0
Rupture de barrage	$= 0$	< 0	< 0
Réflexion d'une onde sur une paroi (onde d'intumescence)	> 0	$= 0$	< 0
Réflexion d'une onde sur une paroi partiellement fermée	> 0	> 0	< 0
Ressaut hydraulique	> 0	> 0	$= 0$

Fig.III. 17 : Conditions d'écoulement pour différents types de ressaut (V_1 , écoulement avant le ressaut ; V_2 , écoulement après le ressaut ; U_b , vitesse d'avancée du bore ; paramètres définis sur la Fig.I.6) (Simon, 2013)

In situ, les mascarets instrumentés montrent une inversion complète de l'écoulement après le passage du mascaret (V_2 devient négatif). Dans tous les cas de modèles présentés figure III.17, seule une rupture de barrage, induit une vitesse V_2 négative (V_1 étant nulle). Dans les autres modèles, la vitesse V_2 reste dans le même sens que V_1 (Fig.III. 17).

Dans les autres simulations, l'écoulement ralentit ou atteint 0 m/s mais ne s'inverse pas totalement. Ces différences peuvent induire des divergences (en particulier dans la colonne d'eau) même si une similitude existe dans le développement de la surface libre. Aucune comparaison précise entre les modèles en laboratoire et les études de terrain n'existe, principalement à cause du manque de précision des mesures de terrain plus difficiles à mettre en place. Dans le projet ANR, le choix du modèle en canal a été basé sur une comparaison avec les modèles analytiques présentés dans le chapitre 1, sur les modèles déjà existants et a été limité par les moyens techniques dont nous disposons. Les deux principaux moyens de simulation sont : le lâcher de barrage (Yeh et Mok, 1990 ; Hornung *et al.*, 1995; Marche *et al.*, 1995; Soares Frazao et Zech, 2002 ; Chanson, 2005b) et la

réflexion de l'onde sur une paroi (Favre, 1935 ; Benet et Cunge, 1971 ; Treske, 1994 ; Simon, 2013). Le deuxième modèle a été choisi principalement pour des raisons techniques (facilité de mise en œuvre) mais également parce que ce dispositif est largement décrit dans la littérature.

Matériel expérimental

Les simulations ont été conduites dans le canal à courant du laboratoire M2C de Caen (Fig.III. 18A). Le canal est d'une longueur de 16.5 m, d'une largeur de 0.5 m et d'une hauteur utile de 0.7 m. Un fond en PVC a été installé afin d'avoir un fond lisse. Il se compose de onze sections de 1.5 m avec des parois en verre permettant l'utilisation de mesures optiques telle que la LDV ou la visualisation par nappe laser. La pompe permettant de créer un courant dans le canal est de type « hélice ». Elle aspire l'eau en profitant du travail généré par les pâles de la roue à aubes (diamètre de 0.3 m). Le débit, la hauteur et la puissance absorbée par la pompe dépendent à la fois de la fréquence de rotation de la roue à aubes (jusqu'à 1460 tours par minute) et de l'inclinaison des pâles. Pour en faciliter l'utilisation, un variateur de fréquence permet de commander manuellement et graduellement la fréquence de rotation du moteur. Théoriquement, la vitesse maximale atteinte peut être de 1 m/s (Murzyn, 2002).

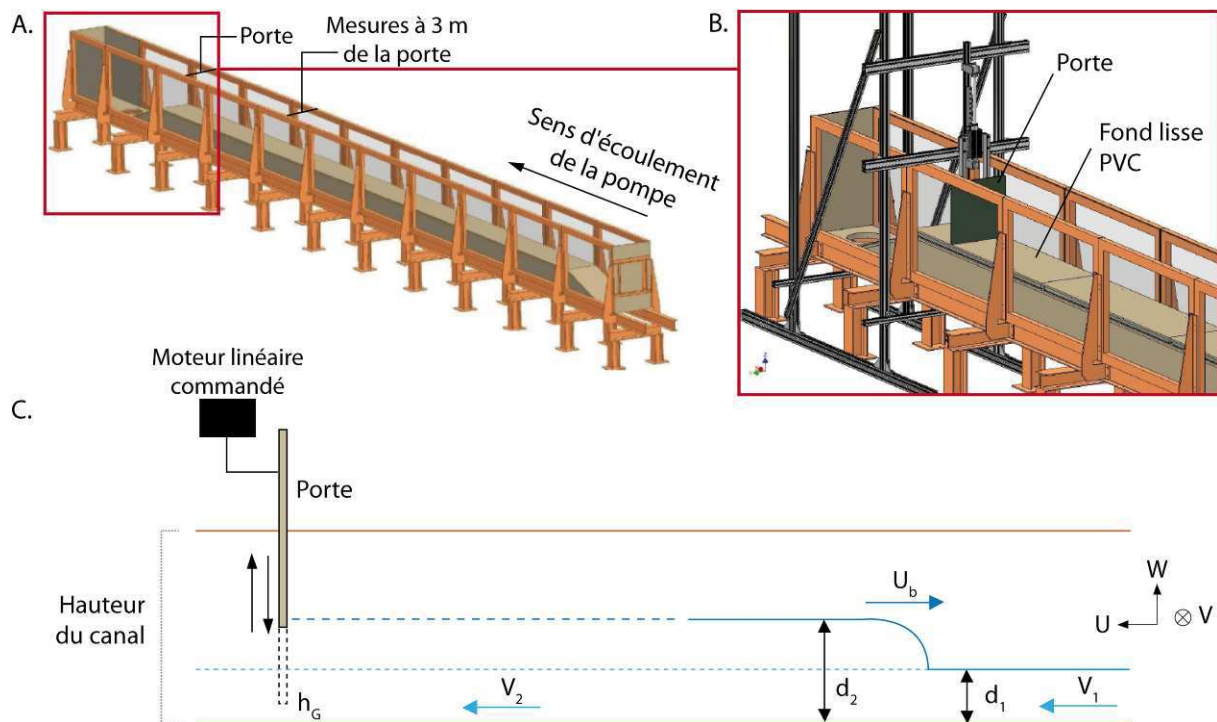


Fig.III. 18: A. Schéma du canal à courant du laboratoire M2C ; B. Dispositif expérimental de la « porte » permettant de simuler un ressaut en translation (Dessin & montage : Sylvain Haquin et Laurent Perez); C. Définition des différents paramètres liés aux vitesses et à la surface libre

Un dispositif de fermeture avec une porte est installé sur le canal à courant (Fig.III. 18) (Chanson, 2005b ; Simon, 2013). La vanne est activée par un moteur asservi par un programme informatique. Il est possible de contrôler la totalité des paramètres de descente de la porte : vitesse de fermeture, espace entre le fond et la porte (h_G), courbe de descente (Fig.III. 18).

Lors des tests, trois vitesses de fermeture de porte ont été testées : 1.0 m/s, 0.42 m/s et 0.2 m/s. Il semble que les vitesses de fermeture ne jouent pas un rôle significatif sur la forme et la vitesse de propagation du *bore* contrairement à la hauteur entre le fond et la porte (h_G) comme cela est indiqué dans la littérature (Simon, 2013). L'auteur utilise ce paramètre afin d'obtenir les différents types de mascaret. Dans cette étude, l'espace h_G ne varie pas et est fixé à 0 cm. Les différents types de mascarets sont obtenus en faisant varier la vitesse initiale de la rivière (V_1). L'objectif de cette étude est de simuler trois cas de mascaret : ondulé, transitoire et déferlant.

En laboratoire, le mascaret est simulé par la réflexion d'un courant sur une paroi lors de la fermeture d'une porte dans un canal à courant. Si les critères de similitude sont bien conservés concernant les paramètres de surface libre, on peut s'interroger sur ceux concernant l'écoulement dans la colonne d'eau.

3.2.2. Choix des conditions initiales – présentation des trois cas d'étude

A cause des conditions limites d'utilisation du canal et de la pompe (principalement la hauteur d'eau et la cavitation de la pompe), le mascaret déferlant ne pourra pas être simulé. Visuellement, pour les conditions de Froude les plus élevées, le front de l'onde simulé est déferlant mais est suivi par quelques éteules de faibles amplitudes (mascaret transitoire).

Afin de choisir les cas d'étude, des tests préliminaires ont été menés en faisant varier la hauteur d'eau initiale dans le canal (d_1) (de 9.7 à 18.7 cm) et la vitesse initiale (V_1) (de 0.35 à 0.77 m/s). Avec ces variations de paramètre, la vitesse de propagation de l'onde varie de 0.79 à 1.12 m/s dans le canal. La morphologie est stable et la marée est simulée par la fermeture de la porte. A partir de ces paramètres, nous calculons les nombres de Froude associés à chacun de ces tests (Fig.III. 19).

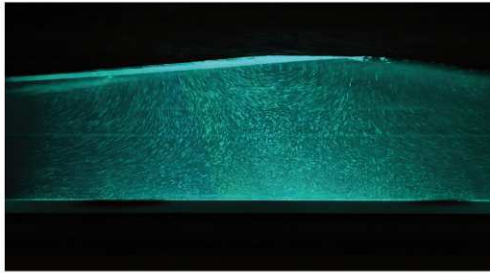


d_1 (cm)	V_1 (m/s)	U_b (m/s)	Fr_{CH2}		
18,7	0,35	1,09	1,07	Froude < 1,25 - faiblement ondulé	
18,6	0,43	1,12	1,15		
16	0,43	1,03	1,16		
18,4	0,52	1,07	1,18		
15,9	0,47	1,01	1,19		
18,5	0,50	1,10	1,19		
18,3	0,56	1,06	1,21		
15,9	0,51	1,03	1,23		
15,9	0,55	1,01	1,24		
11,8	0,36	0,99	1,26	Froude entre 1,25 et 1,5 - mascaret ondulé	
10,2	0,43	0,84	1,27		
15,8	0,56	1,02	1,27		
18,2	0,65	1,05	1,27		
13,9	0,52	0,97	1,28		
13,9	0,57	0,92	1,28		
15,7	0,60	1,00	1,29		
15,6	0,62	1,00	1,31		
10	0,48	0,82	1,32		
15,6	0,64	0,99	1,32		
15,5	0,69	0,98	1,36		
15,4	0,74	0,98	1,40		
11,6	0,45	1,06	1,41	Froude > 1,5 - mascaret transitoire limite déferlant	
9,7	0,62	0,79	1,44		
13,5	0,74	0,95	1,47		
13,4	0,77	0,92	1,47		
11,4	0,59	1,09	1,58		

Fig.III. 19 : Tableau récapitulatif des différentes configurations testées en canal en fonction du nombre de Froude (avec d_1 , la hauteur d'eau initiale ; V_1 , la vitesse initiale ; U_b , la vitesse du bore). Photographies d'un mascaret ondulé, transitoire et limites déferlant en canal

A partir de cette étude préliminaire trois cas ont été sélectionnés. Le souhait était de choisir une seule hauteur d'eau initiale (au repos) et de pouvoir générer les trois types de mascaret. Lorsque $Fr_1 < 1.25$, nous n'observons que de légères ondulations de la surface libre. Nous prenons donc des cas où le Fr_1 est > 1.25 . La hauteur d'eau de 12 cm permet d'obtenir trois cas de mascaret simulés :

- $Fr_1 = 1.26$: mascaret ondulé ;
- $Fr_1 = 1.41$: mascaret transitoire ;
- $Fr_1 = 1.58$: mascaret limite déferlant.

3.2.3. Conditions initiales de vitesse (V_1)

Pour visualiser les conditions initiales de vitesse de la rivière, des mesures ont été réalisées avec l'ADV Vectrino en plusieurs points sur la verticale et sur la transversale afin d'obtenir des profils

de vitesse (Fig.III. 20) et des cartes de vitesse (Fig.III. 21) dans le canal aux trois conditions de vitesse de pompe (Froude 1.26 ; 1.41 et 1.58).

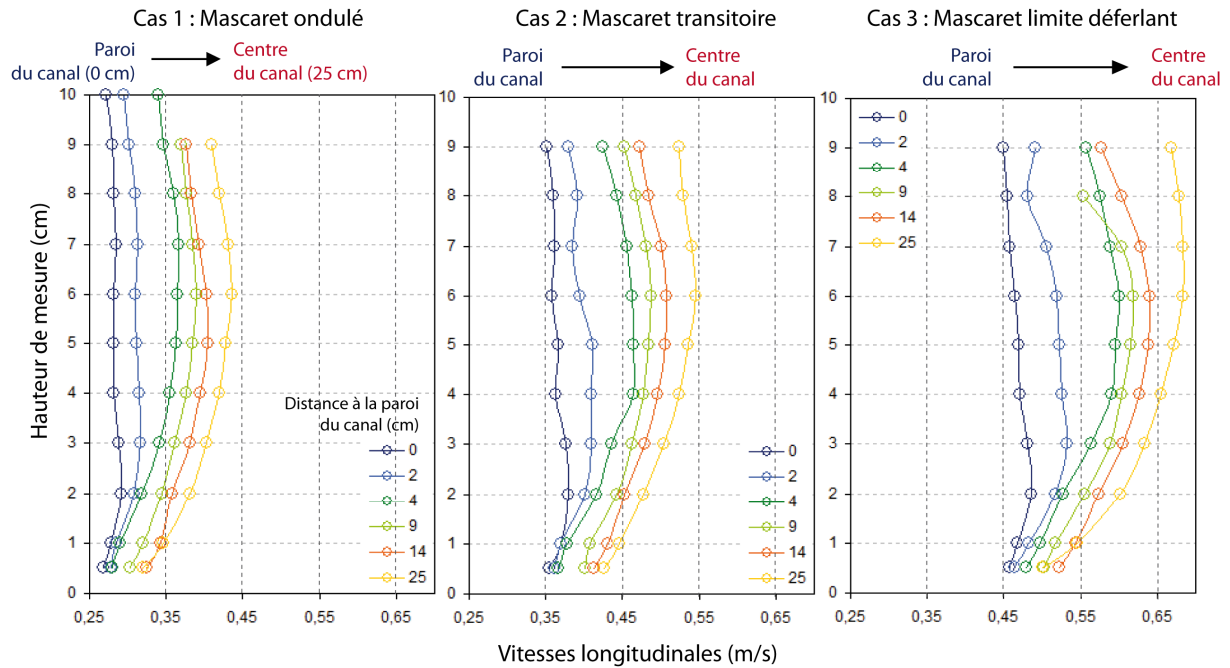


Fig.III. 20 : Profils des vitesses longitudinales initiales de la paroi jusqu'au centre du chenal pour les trois cas : ondulé, transitoire et limite déferlant (mesures avec l'ADV Vectrino)

L'influence des parois (latérale et fond) n'est pas négligeable et augmente dans les conditions de vitesse initiale importante. Dans le cas du mascaret limite déferlant, la turbulence est importante avec la création de cellule de recirculation. Pour éviter au maximum ces cellules, et pour s'affranchir de l'asymétrie de l'écoulement dans le canal, nous choisissons de réaliser les mesures de vitesse au centre du canal.

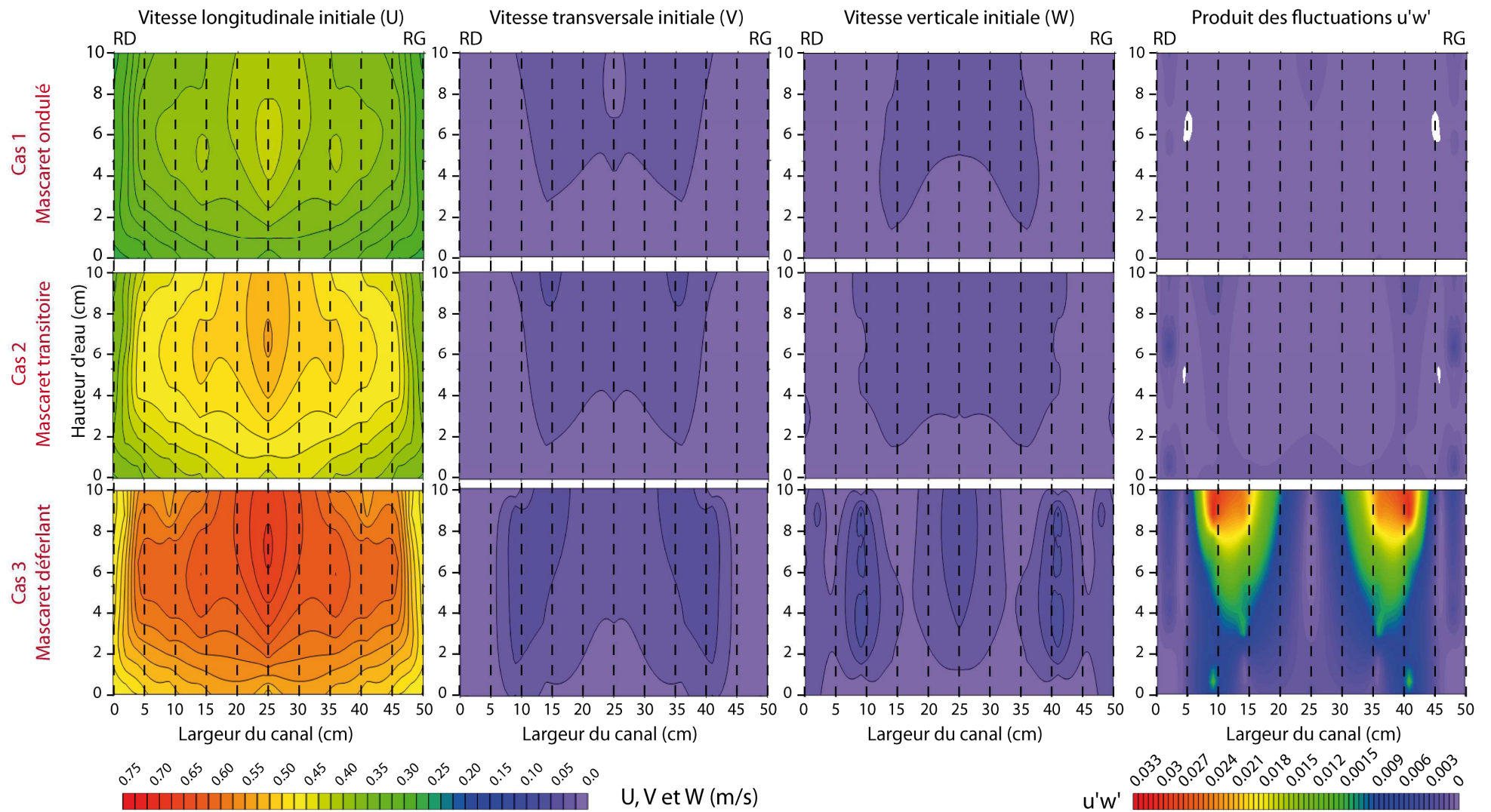


Fig.III. 21 : Cartes des vitesses pour les trois composantes (U, V et W) et des contraintes turbulentes $u'w'$ dans les trois régimes d'écoulement de rivière (mesures en canal avec l'ADV Vectrino)

L'analyse des conditions initiales d'écoulement dans le canal avant la génération de l'onde nous permet de choisir un emplacement pour les volumes de mesure. La LDV et de l'ADV Vectrino ont été placés au centre du chenal.

3.2.4. Répétabilité de la simulation en laboratoire

Chacun des trois cas simulés en canal a été généré 15 fois afin de vérifier la répétabilité de la simulation. A chaque test, des mesures de surface libre et de vitesses ont été réalisées. La répétabilité est testée par i) la superposition des courbes de surface libre ; ii) le calcul des vitesses de propagation du front de l'onde et iii) la superposition des signaux de vitesse.

Evolution de la surface libre

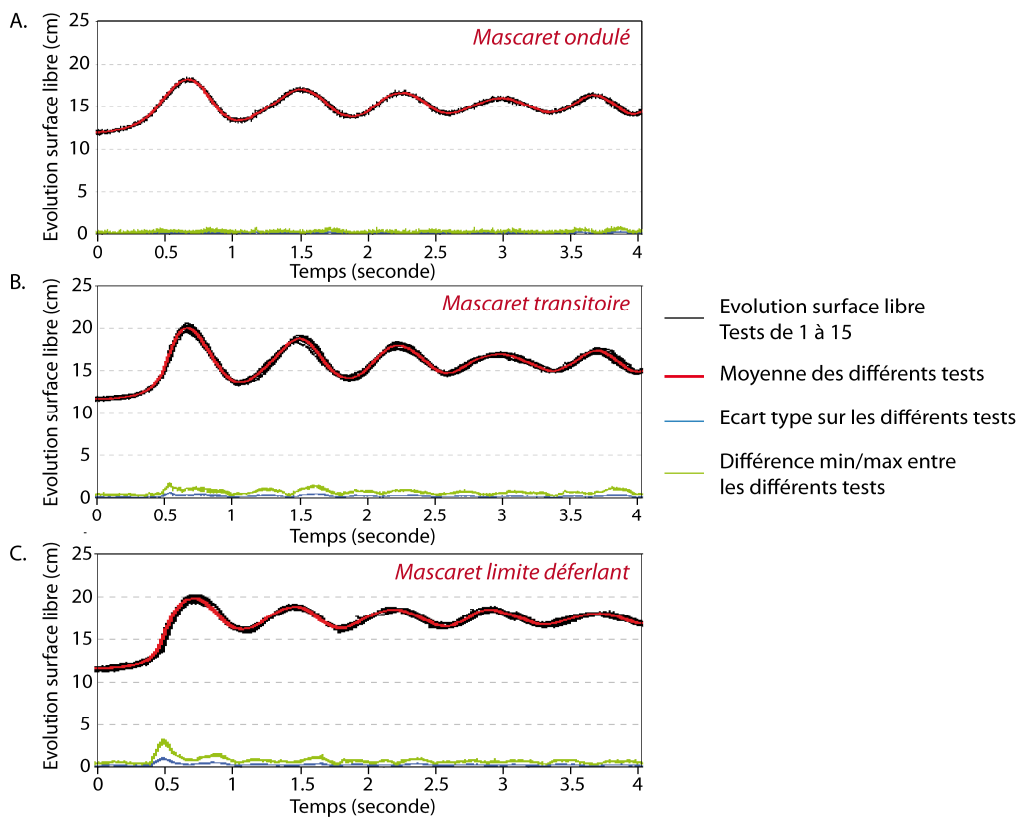


Fig.III. 22 : Modélisation en canal : tests de répétabilité par la superposition des courbes de surface libre

L'écart type sur la superposition des signaux est faible dans tous les cas de simulation. Il est maximum sous le front de l'onde qui se propage lors de la brusque augmentation de la hauteur d'eau. On remarque une augmentation de l'écart type avec l'augmentation du nombre de Froude. L'aération présente sur le front et les éteules pourraient provoquer une erreur non quantifiable sur la mesure. Dans le cas du Froude maximum ($Fr_1 = 1.58$), l'écart type mesuré reste négligeable (de l'ordre de 8 % de la hauteur initiale).

Vitesses de propagation du front

Pour chacun des tests, la vitesse de propagation de l'onde est calculée entre chaque couple de capteur.

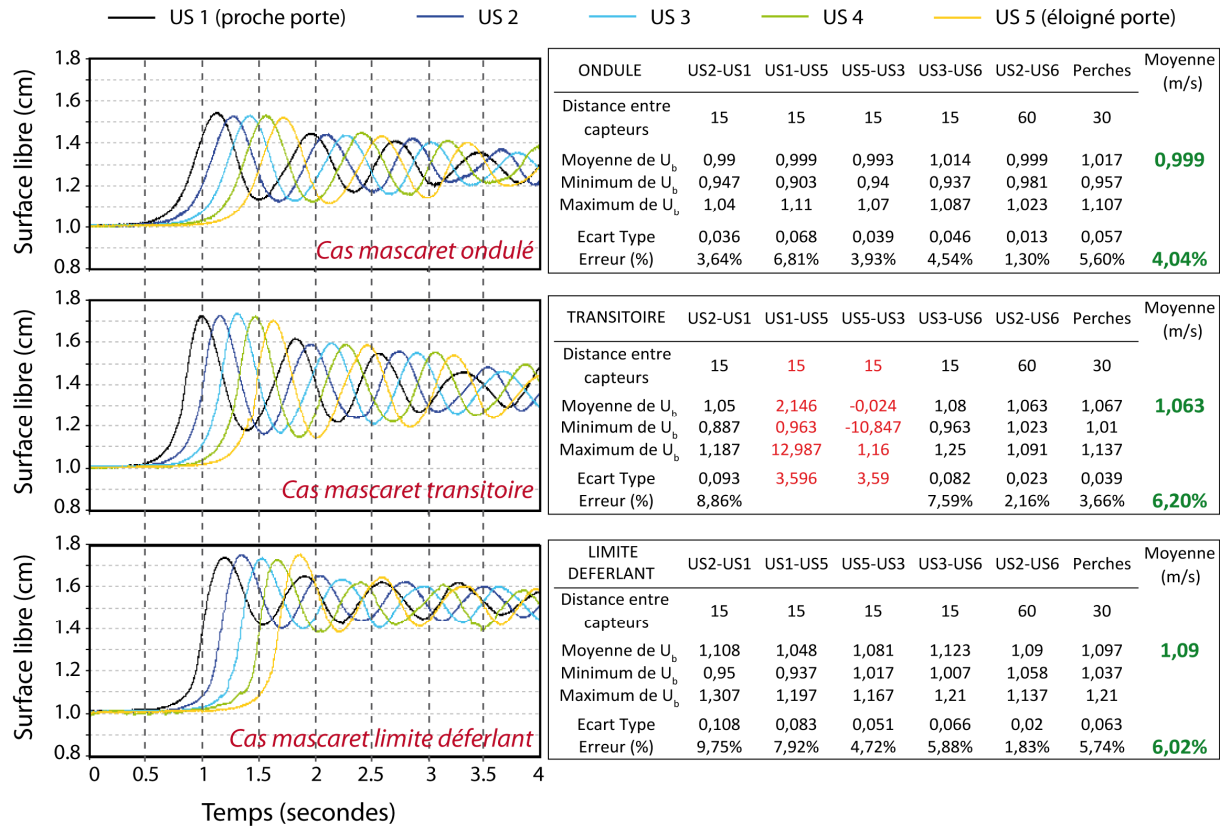
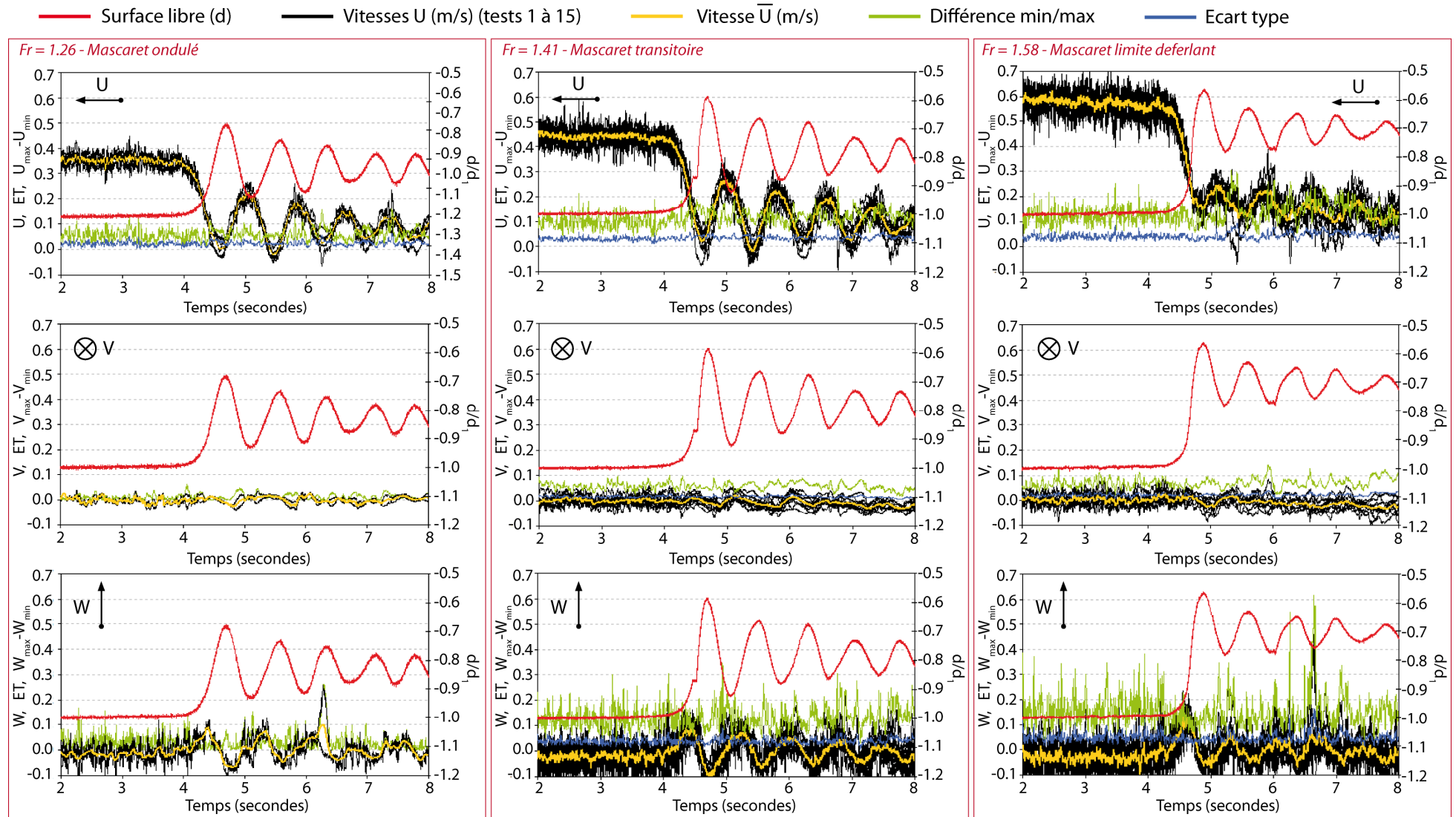


Fig.III. 23 : Superposition des évolutions de surface libre des cinq capteurs et tableaux récapitulatifs de la vitesse du bore calculée pour chacun des cas (ondulé, transitoire et limite déferlant) à l'aide des cinq capteurs ultrason et de deux perches résistives

Plus la distance entre les capteurs est grande moins l'erreur est importante (pour une distance de 60 cm, erreur de 2 %). Plus le front est aéré, plus l'erreur sur la mesure de U_b est importante (évolue de 4 à 6 % selon les types de mascaret). Globalement, les erreurs calculées sont considérées comme faibles.

Superposition des vitesses dans l'écoulement (U , V et W)

Les vitesses sont enregistrées à $z/d_1 = 0.50$ pour chacun des tests. Les trois composantes sont présentées (Fig.III. 24) : la vitesse longitudinale (U), la vitesse transversale (V) et la vitesse verticale (W). L'écart type sur les mesures de vitesse longitudinale est d'environ 6.5 % pour tous les nombres de Froude. D'après la figure III.24, la répétabilité du phénomène est validée selon les vitesses dans la colonne d'eau.


 Fig.III. 24 : Présentation des vitesses U, V et W mesurées dans le canal pour les trois cas de simulation, $Fr_1 = 1.26$; $Fr_1 = 1.41$ et $Fr_1 = 1.58$ à l'élévation $z/d_1 = 0.50$

La répétabilité de la génération d'un mascaret par la fermeture d'une porte dans le canal de Caen a été vérifiée à l'aide des mesures de surface libre et de vitesse. La validation de cette répétabilité est importante dans le cas des mesures par LDV. En effet, cette technique de mesure ponctuelle nécessite de reproduire le phénomène autant de fois que de hauteurs de mesure pour réaliser un profil de vitesse (30 élévations par profil dans notre étude).

3.3. Les effets d'échelle – Similitude de Froude

Une analyse adimensionnelle est présentée dans l'étude de Docherty et Chanson (2012) et Simon (2013). A une position X du canal et un temps t , les propriétés d'écoulement dépendent du nombre de Froude $Fr = (V_1 + U_b) / \sqrt{gd_1}$, du nombre de Reynolds $\rho(V_1 + U_b)d_1 / \mu$ et du nombre de Morton $g\mu^4 / (\rho\sigma^3)$. La forme du *bore* est liée au nombre de Froude, le nombre de Morton est constant car nous utilisons le même fluide pour simuler l'écoulement de la rivière et le mascaret, et la similitude de Reynolds n'est pas respectée. D'après Mouazé *et al.* (2010) et Chanson et Toi (2013), les effets visqueux dans le canal sont plus petits que dans les rivières (de 10^4 à 10^7). Dans notre cas, le nombre de Reynolds est de l'ordre de $1,5 \cdot 10^5$ en canal et de $4 \cdot 10^6$ sur le terrain.

Dans la pratique, les études en canal utilisent une similitude de Froude et les effets d'échelle affectant le mélange turbulent dans les mascarets, n'ont pas été étudiés à ce jour (Docherty et Chanson, 2012). Une étude récente de Maïssa *et al.* (2013) propose de rajouter un terme de vorticité au calcul du nombre de Froude dans le cas d'écoulement très cisailé. Ces études sont encore actuellement en cours à Pprime (Poitiers, partenaire du projet ANR).

Dans le chapitre 1, nous avons présenté trois définitions du nombre de Froude utilisées dans la littérature sur le mascaret. Le graphique ci-dessous illustre ces trois définitions pour les expérimentations *in situ* et en laboratoire (Fig.III. 25).

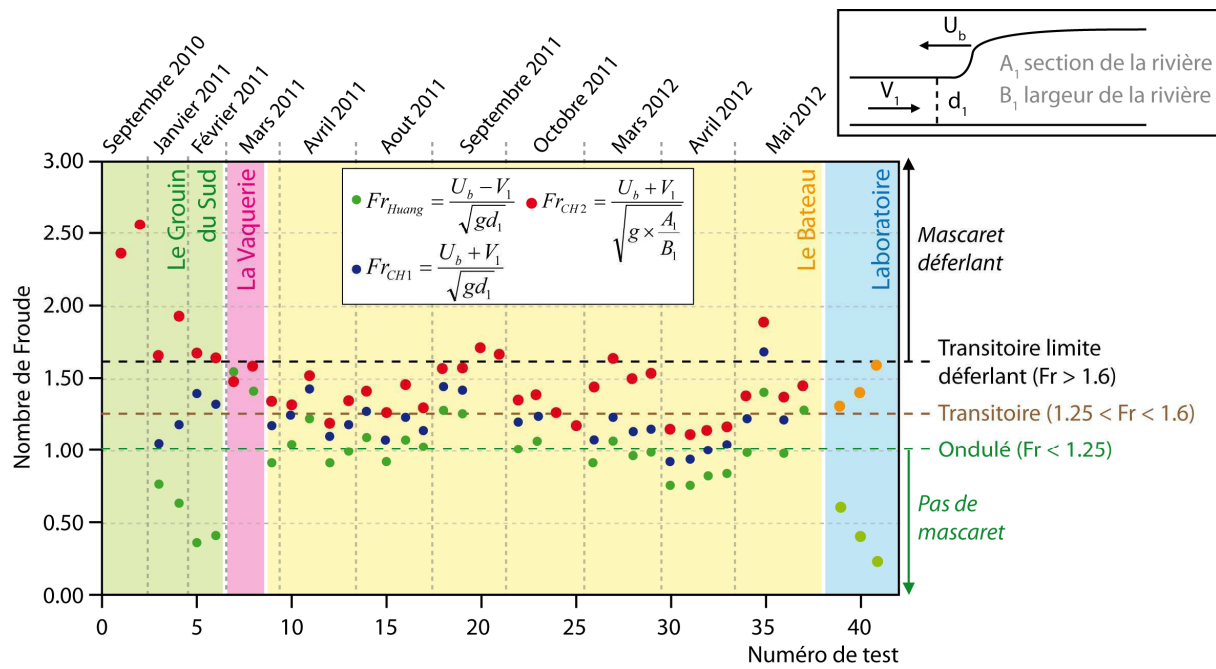


Fig.III. 25 : Calcul des nombres de Froude selon les différentes définitions de Chanson (2005b) et Huang et al. (2013) pour tous les mascarets mesurés sur le terrain et les trois cas générés en canal dans le cadre de notre étude

Selon les définitions données dans le chapitre 1, lorsque le Froude est inférieur à 1, il n'y a pas de développement de mascaret et Bonneton *et al.* (2012) définissent un nombre de Froude critique en-dessous duquel une onde non visible se développe (un ressaut de marée). Hors, le nombre de Froude utilisé par Huang *et al.* (2013) est souvent inférieur à ce Froude critique d'environ 1.25.

Les nombres de Froude utilisés par Chanson (2005a, 2005b), Fr_{CH1} et Fr_{CH2} sont égaux dans le cas d'un chenal rectangulaire (comme la section du canal en laboratoire). Fr_{CH2} prend en compte les différences de bathymétrie et est donc plus adapté aux mesures *in situ* :

$$Fr_{CH2} = \frac{U_b + V_1}{\sqrt{g \times \frac{A_1}{B_1}}}$$

Avec A_1 et B_1 respectivement la section de la rivière (m^2) et la largeur de la rivière (m).

Nombre de Froude *in situ*

Les nombres de Froude (Fr_{CH2}) de chacune des missions *in situ* ont été présentés précédemment (Fig.III. 15). Une planche de photographiques des différents mascarets observés *in situ* est maintenant présentée sur la figure III.26 afin de les comparer avec Fr_{CH2} . Sur les deux premiers sites de mesure, les nombres de Froude calculés ($Fr_1 > 1.6$) correspondent bien à des mascarets déferlants au Grouin du Sud et des mascarets ondulés à transitoires à la Vaquerie

($Fr_1 \sim 1.58$). Sur le troisième site, les mascarets sont soit ondulés soit transitoires. Dans certains des cas, le nombre de Froude ne représente pas correctement le type de mascaret qui se développe sur le site. Par exemple pour le mascaret du 29 octobre 2011, le nombre de Froude calculé est de 1.18 alors que le front du mascaret observé est déferlant. A l'inverse, le mascaret du 10 mars 2012 est purement ondulé alors que le Froude est de 1.63 (limite déferlant) (Fig.III. 25 et Fig.III. 26). Un certain nombre de biais sont possibles entre le calcul du nombre de Froude et le mascaret réellement observé :

- le déferlement du front peut être initié par une déformation des berges, un rehaussement local du fond ou la présence de surfers/kayakistes (impact local sur le déferlement). Ce déferlement peut ensuite se propager sur toute la largeur du chenal (surtout dans le cas du Bateau où la largeur du chenal est faible) ;
- des erreurs sur les paramètres utilisés dans le calcul du Froude sont constatées telle que la vitesse du mascaret ou la vitesse initiale. L'erreur sur la mesure de vitesse du mascaret conduit à des erreurs importantes sur le nombre de Froude.

Malgré ces biais, la classification du nombre de Froude de Chanson (2005b) correspond souvent à l'observation sur notre site comme dans d'autres études *in situ* dans l'estuaire du Styx et du Daly en Australie (Donnelly et Chanson, 2005) ou dans la Garonne en France (Reungoat *et al.*, 2012 ; Bonneton *et al.*, 2012).

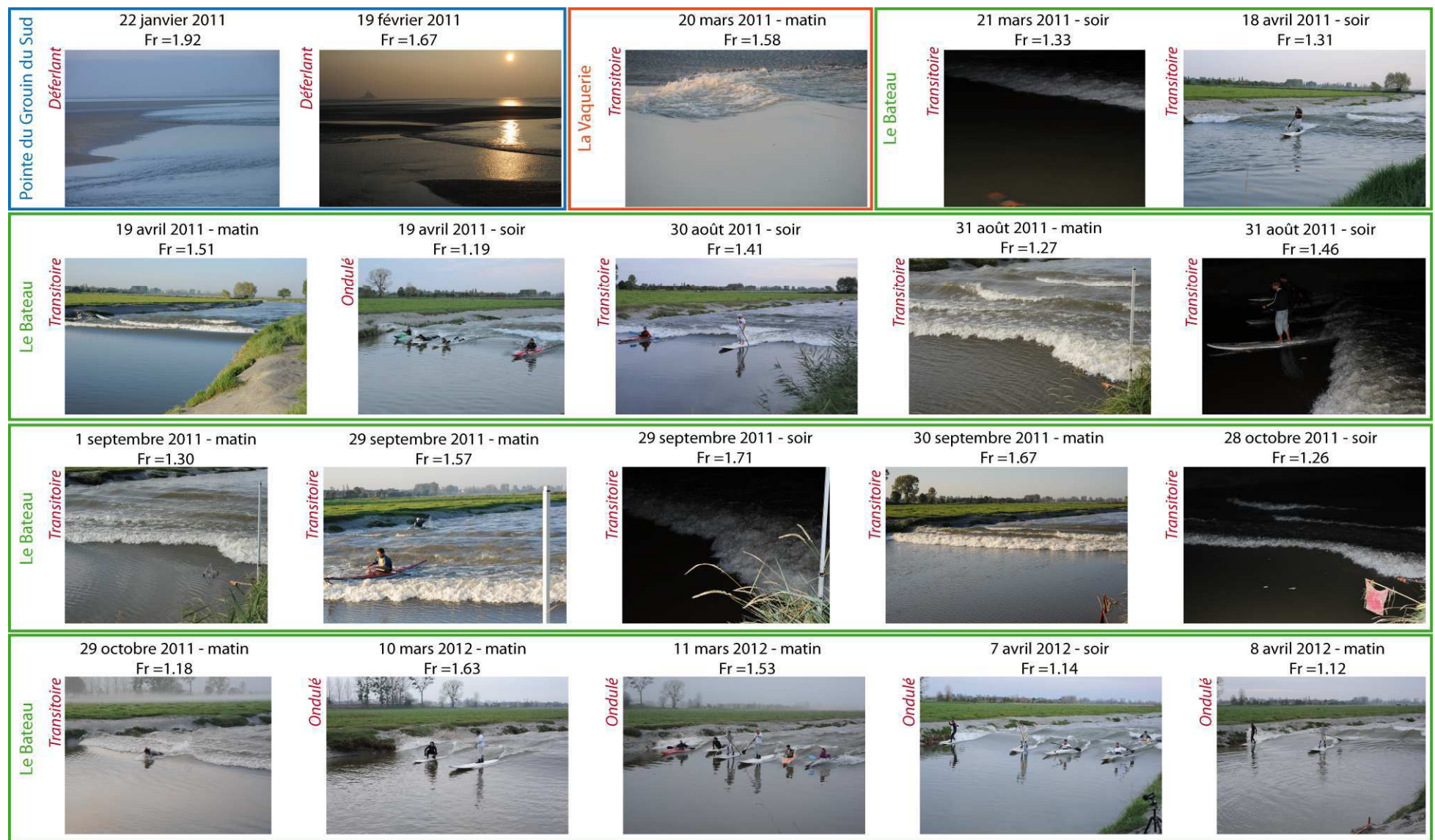


Fig.III. 26 : Photographies des mascarets comparées au calcul du nombre de Froude correspondant (Le Grouin du Sud, La Vaquerie et Le Bateau)

Couplage nombre de Froude laboratoire / terrain

Les trois cas de mascaret simulés en canal correspondent à un mascaret ondulé, un mascaret transitoire et un mascaret limite déferlant avec quelques éteules. Les nombres de Froude et les conditions associées sont présentés sur la figure III.27. Afin de coupler les deux approches, nous utilisons les nombres de Froude calculés précédemment et pour chacun des trois cas définis en canal, au moins trois mascarets instrumentés *in situ* ont un nombre de Froude similaire. Grâce à la similitude de Froude entre les deux approches terrain et laboratoire, il nous est possible de réaliser une étude de comparaison.

	LABO	Mascaret ondulé				LABO	Transitoire (quelques ondes déferlantes)			LABO	Transitoire (déferlant avec quelques éteules)		
		31/08/11	21/03/11	20/04/11	07/05/12		30/08/11	28/10/11	06/05/12		21/03/11	28/09/11	29/09/11
Froude	1,26	1,27	1,33	1,34	1,35	1,41	1,41	1,38	1,37	1,58	1,58	1,57	1,57
Site de mesure	Canal	Bateau	Bateau	Bateau	Bateau	Canal	Bateau	Bateau	Bateau	Canal	Vaquerie	Bateau	Bateau
d_1 (m)	0,12	0,9	1,34	1,2	0,81	0,12	1,12	0,85	0,8	0,11	1,16	1,36	1,39
V_1 (m/s)	0,36	0,21	0,36	0,25	0,36	0,45	0,23	0,23	0,36	0,59	0,01	0,22	0,22
U_b (m/s)	0,99	2,98	3,08	3,14	3,32	1,06	3,26	3,27	3,37	1,09	3,77	4,11	4,13

Fig.III. 27 : Tableau récapitulatif des trois cas de mascaret en canal avec les comparaisons *in situ* avec la similitude de Froude

Bien que la similitude de Froude soit respectée, on peut se poser la question de la similitude de l'écoulement dans le cas d'une simulation du mascaret à l'échelle réduite en canal. Actuellement des études complémentaires sont réalisées au laboratoire Pprim (Poitiers, France) afin de déterminer la validité de la modélisation dans le cadre du projet ANR.

4. Analyse de la surface libre pendant le développement du mascaret

Le premier paramètre de comparaison entre l'approche *in situ* et en laboratoire, est l'évolution de la surface libre. A partir des études précédentes (Chanson, 2009a ; Chanson, 2010a ; Chanson, 2010e ; Chanson, 2010f ; Simon, 2013), différents paramètres liés à la surface libre sont définis, comme i) la longueur d'onde des éteules (L_w), ii) l'amplitude des ondes (a_w), iii) la vitesse d'avancée du mascaret (U_b), iv) la profondeur maximum (d_{max}) atteinte après le passage du mascaret et v) la profondeur moyenne après le passage (d_{moy}). Ces paramètres sont redéfinis pour les trois types de mascaret : ondulé, transitoire et limite déferlant (Fig.III. 28).

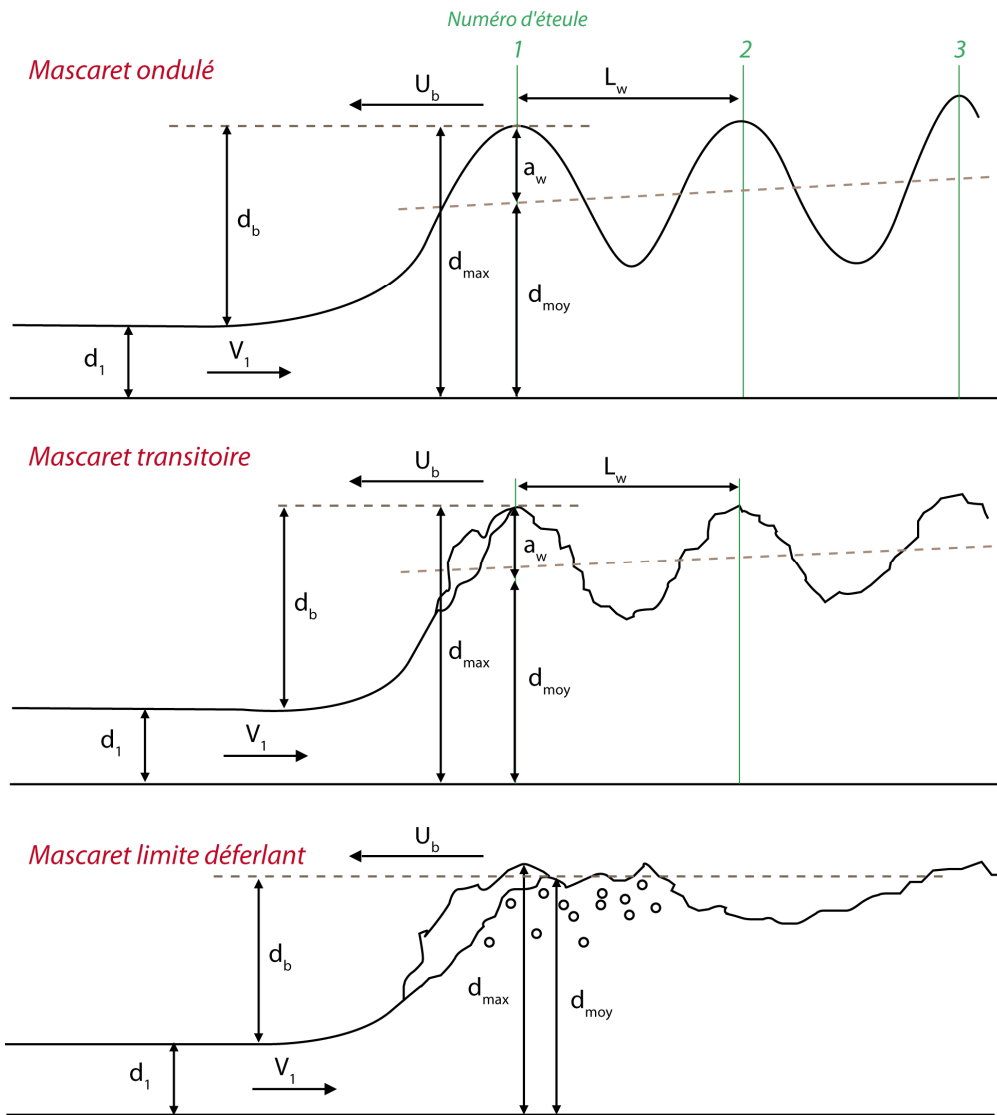


Fig.III. 28 : Définition des paramètres de surface libre pour les trois types de mascaret (a_w est définie comme la moitié de l'amplitude des éteules et d_b la hauteur du mascaret) (modifié de Simon, 2013)

Tous ces paramètres permettent de définir les caractéristiques principales du mascaret. Afin de mieux appréhender le phénomène, nous pouvons comparer ces principales caractéristiques avec les différents facteurs environnementaux variant *in situ* tel que le marnage local ou le débit de la rivière.

4.1. Profil temporel de surface libre

L'analyse de la surface libre est réalisée à partir du capteur de pression de l'ADV Vector *in situ* (Fig.III. 29) et des capteurs ultrasons en laboratoire (Fig.III. 30). A cause de l'aération sur les mascarets déferlants et transitoires, l'observation visuelle est nécessaire pour compléter la description de la surface libre dans les deux approches (Fig.III. 26).

La hauteur d'eau augmente brutalement pour tous les types de mascaret. Des éteules se forment en arrière du mascaret dans le cas de mascaret ondulés alors que le déferlant est mis en évidence par un aplanissement de la surface libre avec des ondes secondaires de faibles amplitudes.

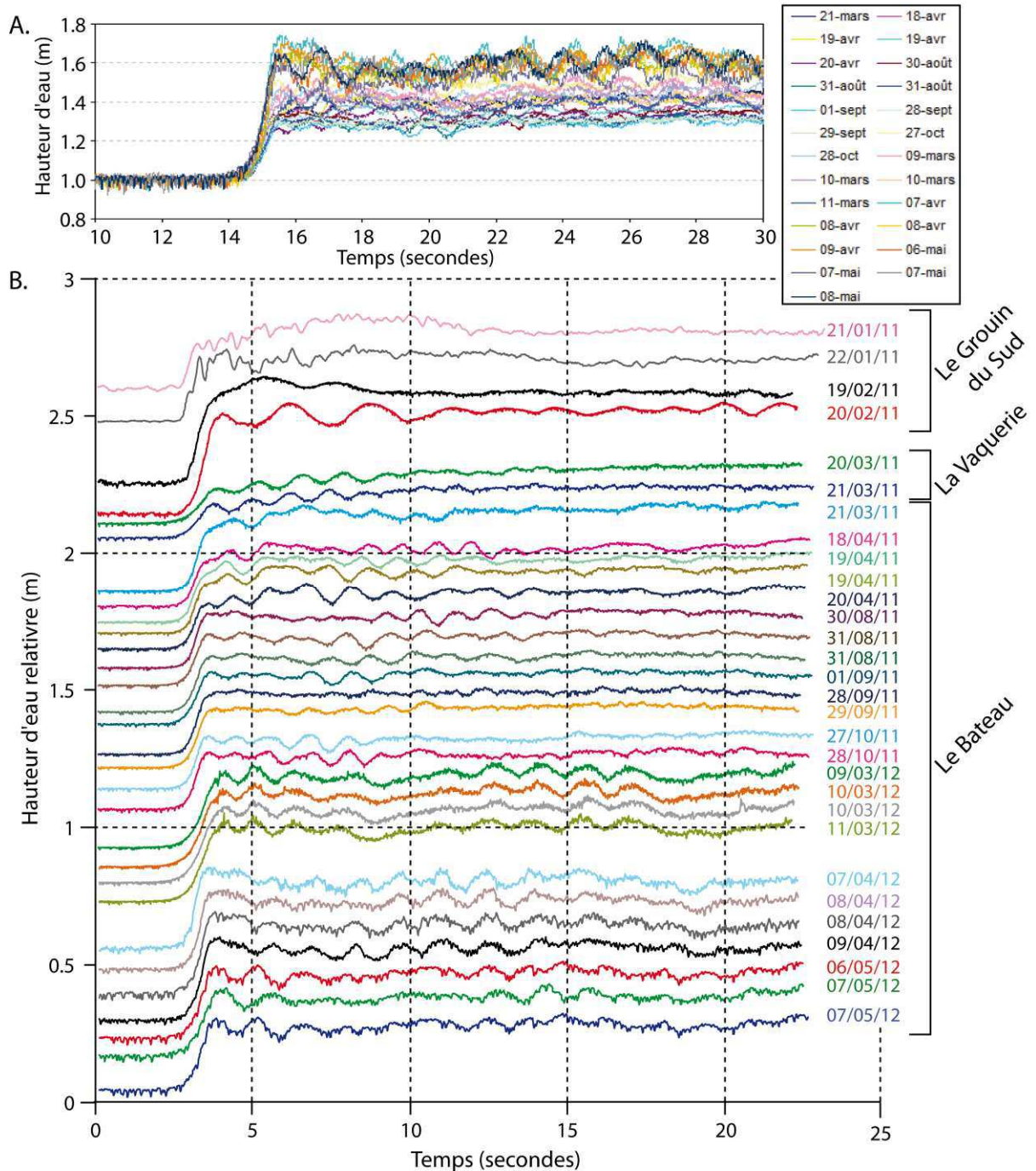


Fig.III. 29 : Données d'évolution de la pression hydrostatique en fonction du temps pour tous les mascarets instrumentés (mesure avec le capteur de pression de l'ADV Vector). A. Tous les signaux superposés ; B. Signaux indépendants de chacun des mascarets

En canal, des visualisations transversales ont pu être réalisées afin de décrire précisément le type de mascaret (Fig.III. 30). Le *bore* ondulé présente une surface lisse, non aérée, avec une pente

marquée de chaque côté de la crête du front. Le mascaret transitoire possède une crête aérée à l'interface eau/air avec une pente marquée de chaque côté. Le mascaret limite déferlant présente une aération à partir du front et continue avec un écoulement chaotique et l'intrusion de bulles d'air jusqu'à 50 % de la hauteur d'eau. De plus la surface après le front possède une pente plus faible que pour les deux autres cas.

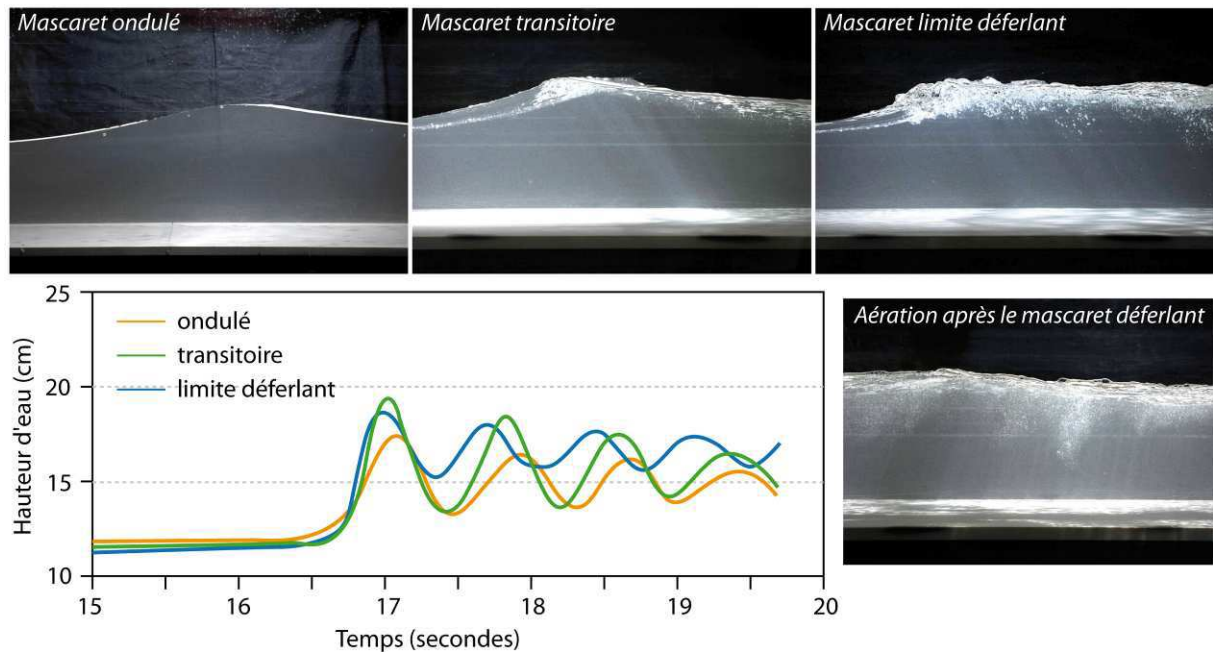


Fig.III. 30 : Photographie des trois cas de mascaret simulés en canal (ondulé, transitoire et limite déferlant) et évolution de la surface libre (mesures avec capteur ultrason)

La hauteur du *bore* la plus importante est mesurée pour le mascaret transitoire. La hauteur du *bore* (d_b) semble augmenter avec le nombre de Froude jusqu'à un seuil critique où le front déferle.

In situ comme en laboratoire, les évolutions temporelles de la surface libre sont décrites. Des paramètres sont extraits pour comparer le phénomène du mascaret *in situ* et la simulation pour différents cas de Froude. Dans le cas des mascarets présentant de l'aération à la surface libre, il est possible que les instruments utilisés (*in situ* et en laboratoire) sous-estiment la limite de la surface libre.

4.2. Etude du front du mascaret

Le front correspond à l'augmentation du niveau d'eau à l'arrivée du mascaret et représente l'arrivée de la marée dynamique montante. Il peut être caractérisé i) par la pente du front correspondant à la vitesse à laquelle le niveau d'eau augmente ($\partial d / \partial t$) ; ii) par la hauteur entre le

niveau de la rivière et le niveau maximum atteint au passage (hauteur du mascaret, d_b) et iii) par la célérité du mascaret (U_b).

La pente du front varie entre 0.40 et 1 m/s pour le site du Bateau (Fig.III. 31A). A la pointe du Grouin du sud, les valeurs de pente sont similaires, alors qu'à la Vaquerie, les valeurs sont plus faibles (de l'ordre de 0.20 m/s). En laboratoire, les pentes des fronts des trois cas augmentent du cas ondulé au cas déferlant (de 0.15 à 0.28 m/s) alors qu'*in situ*, le nombre de Froude ne semble pas avoir d'influence (Fig.III. 31).

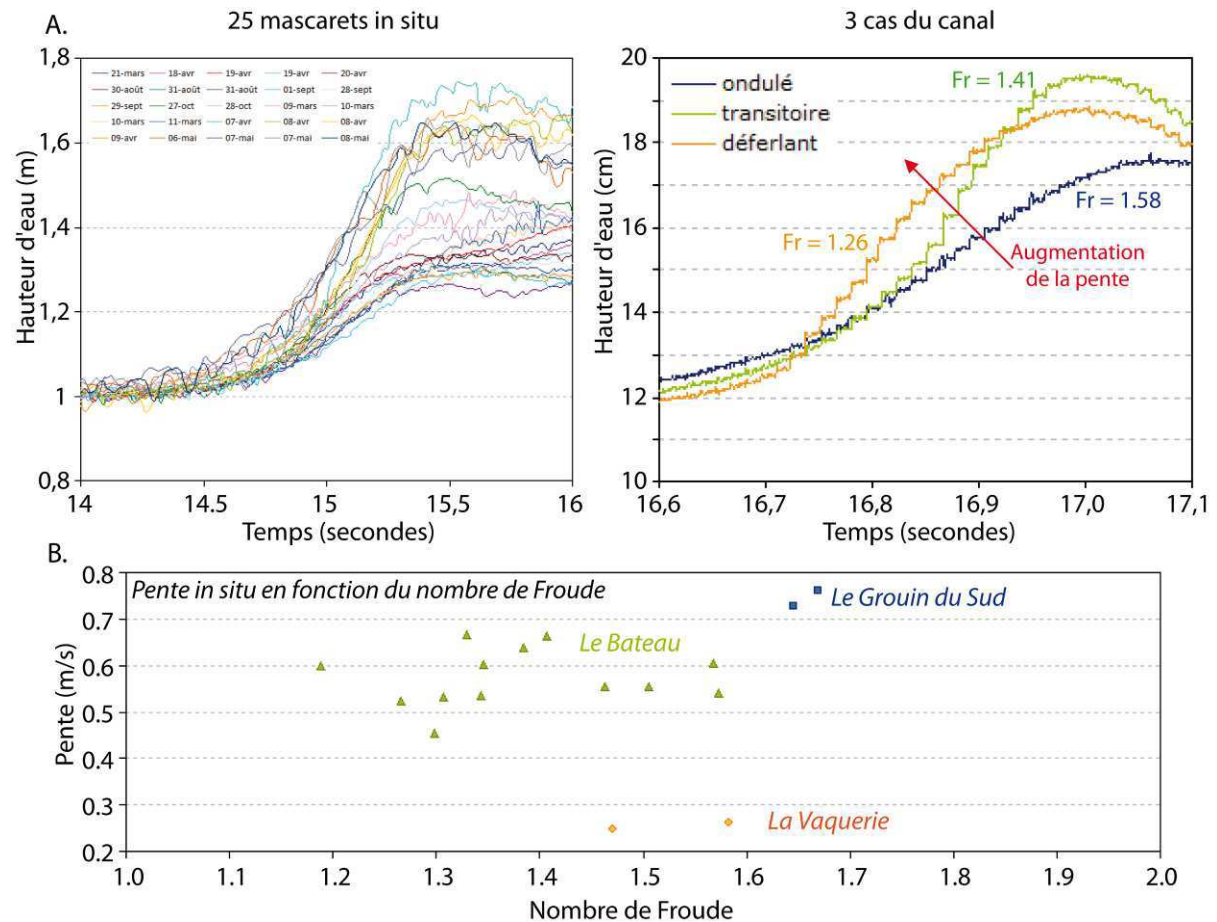


Fig.III. 31 : A. Evolution de la hauteur d'eau au passage du front (in situ et en laboratoire) ; B. Pente du front en fonction du nombre de Froude

La principale différence entre ces groupes de points est le site de mesure. La bathymétrie est très différente sur tous ces sites. Nous ciblons donc notre étude sur le site du Bateau, où la morphologie ne change quasiment pas entre toutes les missions de terrain.

Après une étude préliminaire sur les variations des différents paramètres caractérisant le mascaret (d_b , d_{max} , L_w , a_w) en fonction du nombre de Froude ou du marnage local, aucune relation n'est clairement mise en évidence (Annexe 3) excepté l'influence de d_1 sur d_{max} . En théorie, une relation devrait exister entre d_b , U_b , Fr_1 ou encore entre a_w et Fr_1 (Simon, 2013).

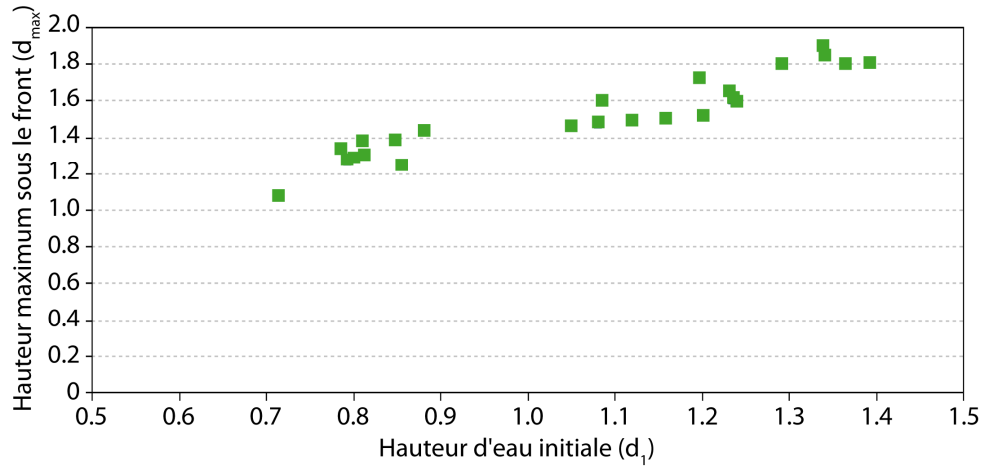


Fig.III. 32 : Hauteur atteinte sous le front du mascaret (d_{max}) en fonction de la hauteur initiale de la rivière (d_1)

La plus grande incertitude pouvant biaiser cette étude est la mesure de la vitesse d'avancée du mascaret (U_b) utilisée dans le calcul du nombre de Froude. Nous expliquons dans le paragraphe 2.3 qu'une erreur sur la mesure du temps d'avancée du mascaret entraîne des erreurs importantes sur l'estimation de la vitesse du mascaret. Ainsi, pour une variation de mesure de 0.5 m/s de la vitesse du mascaret (de 3 à 3.5 m/s) le nombre de Froude peut évoluer de 1.25 (mascaret ondulé) à 1.45 (mascaret transitoire). Cette incertitude sur la mesure nous conduit à comparer nos mesures de U_b *in situ* avec différentes équations théoriques (principalement proposées pour les houles) (Fig.III. 33) :

- Propagation des ondes en eau peu profonde :

$$c = \sqrt{gd_1}$$

- Calcul de la célérité d'un front déferlant propagatif défini par Abbot et Minns (1992) :

$$c_{abbot} = \sqrt{g \frac{d_1}{d_{max}} \frac{d_{max} + d_1}{2}}$$

- Svendsen *et al.* (1978) proposent une expression plus généralisée :

$$c_{svendsen} = \sqrt{g \frac{d_1 d_{max}}{d^2} \frac{d_{max} + d_1}{2}}$$

- Et Bonneton (2004) propose :

$$c_{bonneton} = -2\sqrt{gd_{moy}} + 2\sqrt{gd_{max}} + \sqrt{\frac{gd_1}{d_{max}}(d_{max} + d_1)}$$

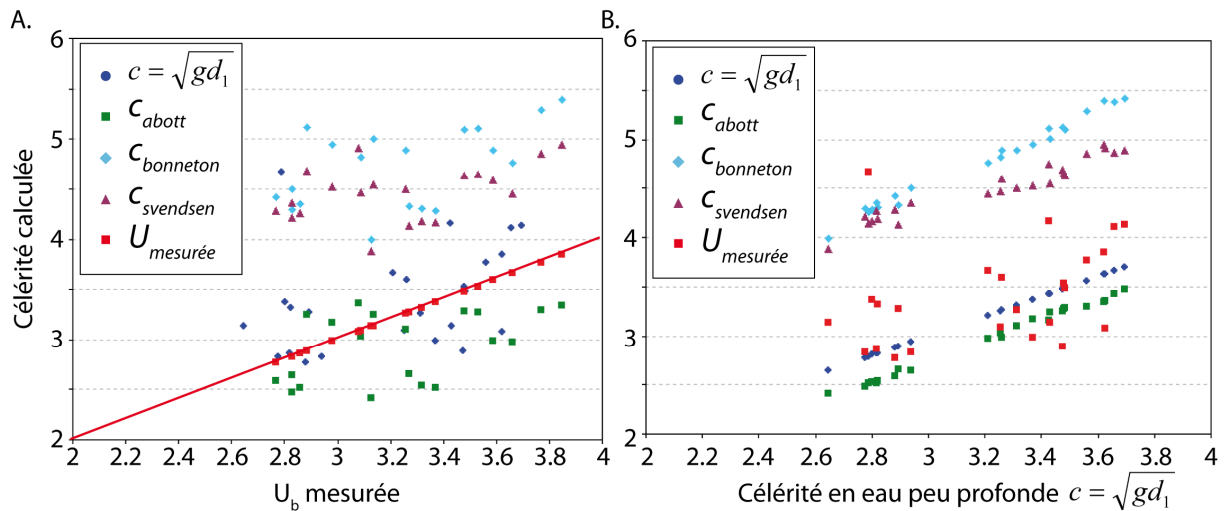


Fig.III. 33 : A. Célérité du mascaret selon différentes définitions en fonction de la vitesse de propagation du front mesurée U_b ; B. Célérité du mascaret selon différentes définitions en fonction de la vitesse de propagation calculée selon $c = \sqrt{gd_1}$

Les définitions se rapprochant le plus des ordres de grandeur de la célérité mesurée U_b sont la théorie de propagation en eau peu profonde et l'équation de Abbot et Minns (1992). Les autres théories ont tendance à surestimer la vitesse mesurée. Ces théories sont développées pour un front déferlant propagatif de houle.

En laboratoire, on remarque, i) une augmentation de la pente du front avec le nombre de Froude ; ii) une augmentation de la hauteur du mascaret jusqu'à un seuil de déferlement et iii) une diminution de la vitesse du mascaret avec le déferlement. *In situ*, ces paramètres semblent tout d'abord dépendre du site instrumenté et donc de la morphologie et de la localisation du site de développement du mascaret dans l'estuaire. Excepté d_{max} qui dépend de d_1 , aucune autre relation ne peut être établie en raison de l'incertitude dans la mesure de la vitesse de propagation du mascaret (qui se répercute sur le calcul du nombre de Froude).

4.3. Etude des éteules

Dans le cas d'un mascaret ondulé et d'un mascaret transitoire ($Fr_c < Fr_1 < 1.5-1.6$), on observe une série des ondes secondaires. Ces éteules déferlent sur les berges et localement au milieu du chenal pour les « vagues » les plus intenses. Leur apparition ne peut être expliquée par un modèle hydrostatique, ce qui rend leur étude théorique difficile. Il est tout de même possible de comparer des résultats expérimentaux (laboratoire et terrain) avec les relations d'Andersen (1978) et avec la théorie des ondes linéaires (Lemoine, 1948 ; Chanson, 2010), qui donnent une bonne approximation

de la longueur d'onde (L_w) et de l'amplitude des éteules (a_w) pour un nombre de Froude proche de 1 selon les relations suivantes :

$$\frac{a_w}{d_{moy}} = 0.741 Fr_1^{2/3} (Fr_1 - 1)^{1.028}$$

$$\frac{L_w}{d_{moy}} = Fr_1^{2/3} \frac{3.15}{(Fr_1 - 1)^{0.45}}$$

Avec d_{moy} , la profondeur moyenne lors du passage des éteules (entre creux et crêtes des éteules) et Fr_1 le nombre de Froude en amont du ressaut (Cébile, 2010). Si on fait l'hypothèse hydrostatique, il est impossible de prévoir de manière théorique l'apparition des éteules et seul le premier ressaut est expliqué.

Dans la littérature, la structure des ondes secondaires évolue progressivement lorsque le nombre de Froude augmente (pour $Fr_1 > Fr_c$), avec une augmentation de l'amplitude et une diminution de la longueur d'onde (Favre, 1935 ; Treske, 1994 ; Chanson, 2011 ; Bonneton *et al.*, 2012). Wolanski *et al.* (2004) suggèrent que le nombre d'éteules dépend du marnage. En revanche, lorsque $Fr_1 < Fr_c$, les ondes secondaires voient leur amplitude décroître brutalement et leur longueur d'onde augmenter. Bonneton *et al.* (2012) montrent que dans un milieu fluvial naturel (avec des berges en pente douce), les ondes secondaires de fortes cambrures ($Fr_1 > Fr_c$) ont des caractéristiques voisines de celles observées en canal rectangulaire. A l'inverse, pour les ressauts de marée ($Fr_1 < Fr_c$), la cambrure est beaucoup plus faible que celle observée en canal rectangulaire pour un même nombre de Froude.

4.3.1. Amplitude, longueur d'onde et profondeur maximale

La formation des ondes secondaires (ou éteules) dans le cas d'un mascaret ondulé n'est pas régulière (Fig.III. 34). Dans le cas de cette étude de terrain, les amplitudes et les longueurs d'ondes des éteules semblent varier dans le temps (quelques secondes après le passage du front). Nous définissons des numéros d'éteules après le front (Fig.III. 28).

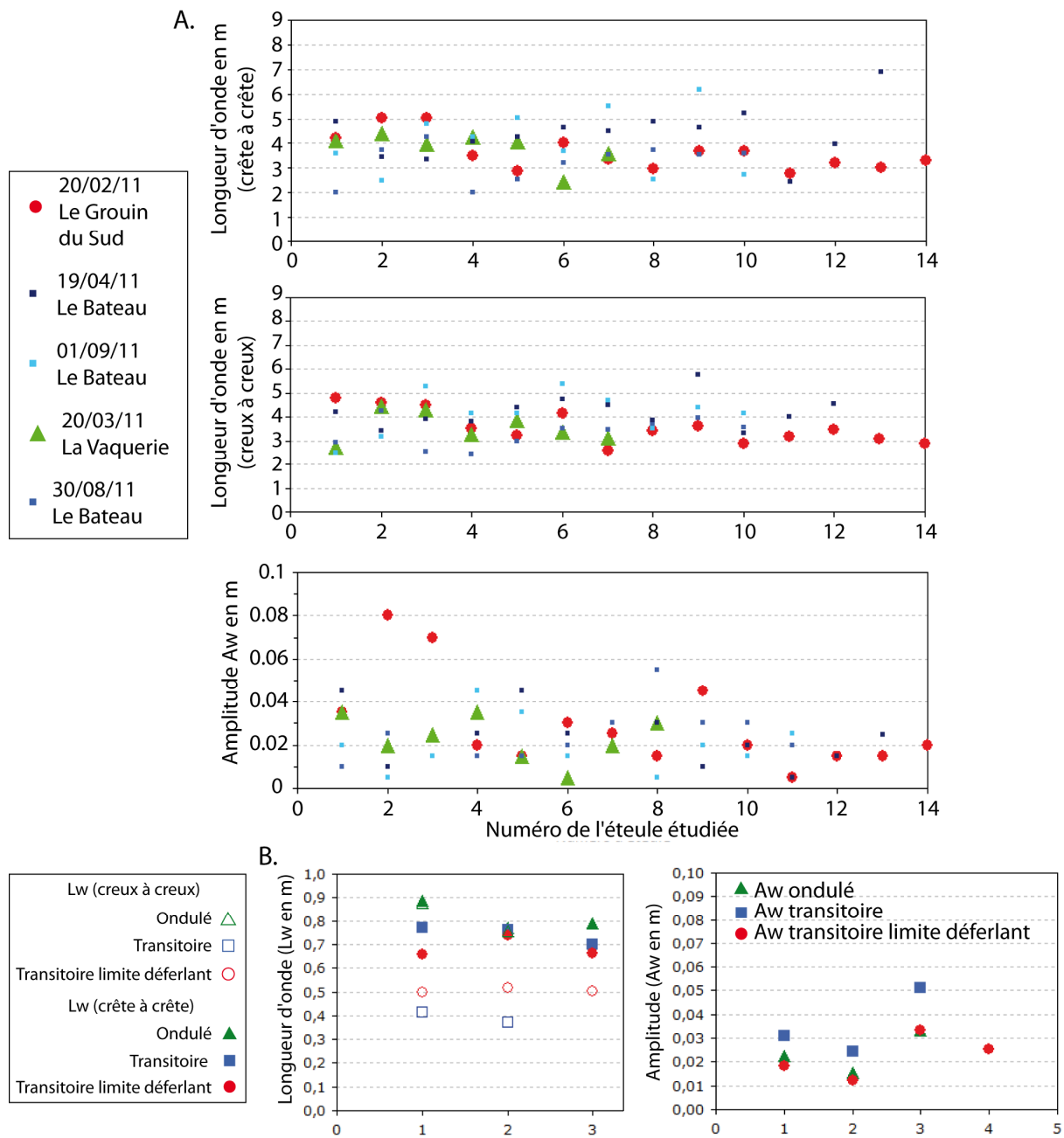


Fig.III. 34 : Paramètres des éteules en fonction du numéro des éteules. A. Exemples de mascaret in situ ; B. Trois cas de mascaret simulés en canal

Sur la totalité des missions terrain, cinq exemples sont pris pour exposer les paramètres L_w (longueur d'onde) et a_w (amplitude) des éteules.

Les longueurs d'onde mesurées aussi bien de crête à crête que de creux à creux sont comprises entre 2 et 7 m avec aucune tendance marquée d'évolution dans le temps. L'amplitude a_w des éteules est faible de 0 à 8 cm ce qui correspond à une hauteur maximale creux/crête de 16 cm. Pour ce paramètre également, aucune tendance d'évolution n'est remarquée dans le temps.

In situ, seul le paramètre de profondeur sous les crêtes (d_{max}) augmente en fonction de la position des éteules avec l'augmentation de niveau lié à la marée (Fig.III. 35).

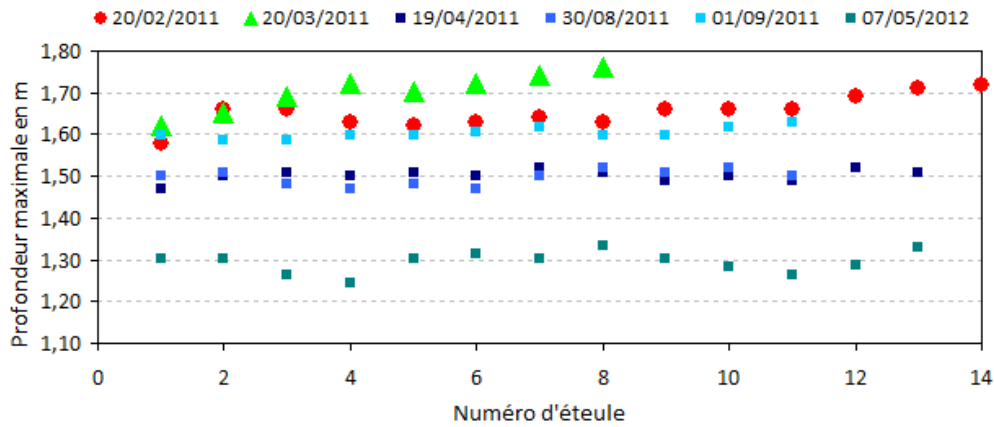


Fig.III. 35 : Profondeur maximale sous les éteules selon le numéro des éteules

Chacun des paramètres moyennés (L_w , a_w et d_{max}) est comparé avec i) le nombre de Froude, ii) le marnage global mesuré dans l'estuaire externe de la baie du Mont-Saint-Michel, iii) la hauteur du front et iv) la profondeur d'eau initiale d_1 . Aucune relation nette ne ressort de cette comparaison (résultats sont présentés en Annexe 3).

4.3.2. Comparaison avec la bibliographie

Afin de comparer avec des études similaires nous reprenons la littérature de Chanson (2009) et Simon (2013) qui s'intéressent aux comportements et à la génération des éteules. Leurs travaux donnent des indications sur le comportement des éteules simulées en canal et mesurées sur le terrain.

Les propriétés de l'écoulement en amont et en aval du mascaret doivent satisfaire les principes de continuités et de moments. Ces derniers sont définis selon l'équation de Bélanger

$$\frac{d_{moy}}{d_1} = \frac{1}{2} \left(\sqrt{1 + 8Fr^2} - 1 \right).$$

Le ratio $\frac{d_{moy}}{d_1}$ en fonction du nombre de Froude est comparé sur la figure III.36 avec d'autres études réalisées en laboratoire ou *in situ*. Les résultats correspondant à notre étude s'éloignent dans certains cas de la théorie. Plusieurs facteurs peuvent influencer les résultats comme par exemple la détermination de la vitesse du mascaret (U_b) utilisée dans le calcul du nombre de Froude et la définition du paramètre d_{moy} . Cette profondeur moyenne suppose une onde symétrique (de type sinusoïdale) qui n'est pas observée dans le cas de nos expérimentations.

Sur la figure III.36, la profondeur moyenne (d_{moy}) augmente avec le nombre de Froude dans le cas des simulations en canal. *In situ*, certains points sont très éloignés de la théorie mais également des autres mesures réalisées *in situ* (Wolanski *et al.*, 2004 ; Reungoat *et al.*, 2012)

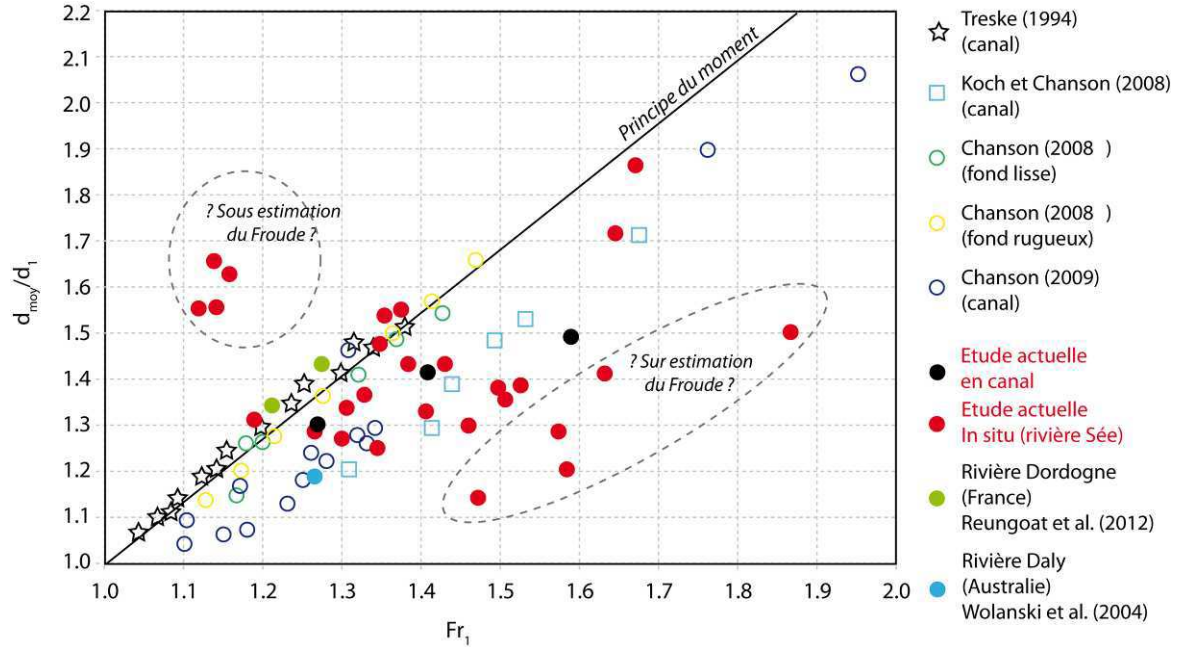


Fig.III. 36 : Ratio des profondeurs d'écoulement sous le mascaret – Comparaison avec d'autres expérimentations

Les résultats de notre étude, sont également comparés avec d'anciennes études et les calculs de Peregrine (1966) (mascaret déferlant à partir de $d_{moy}/d_1 - 1 > 0.4$).

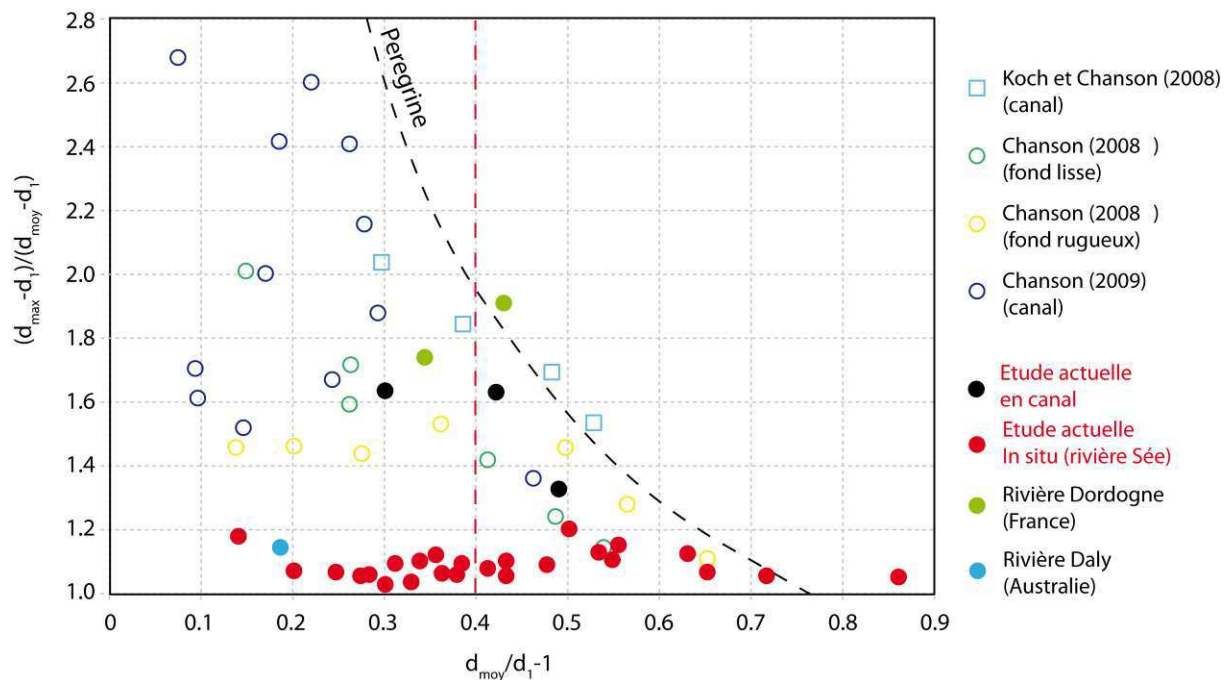


Fig.III. 37 : Hauteur maximale du front – Comparaison avec d'autres expérimentations et les théories de Peregrine et des ondes solitaires

Les mascarets situés sous la limite de 0.4 sont bien observés comme étant ondulés. Les points situés après la limite de 0.4 sont transitoires ou déferlants ($d_{moy} / d_1 - 1 > 0.6$).

La dimension des éteules telle que l'amplitude et la longueur d'onde, est comparée avec d'autres études de terrain et de laboratoire ($\frac{a_w}{d_1}$ et $\frac{a_w}{L_w}$). Les données sont également comparées avec les solutions analytiques de Lemoine (1948) et Andersen (1978) (proposées dans Chanson, 2009).

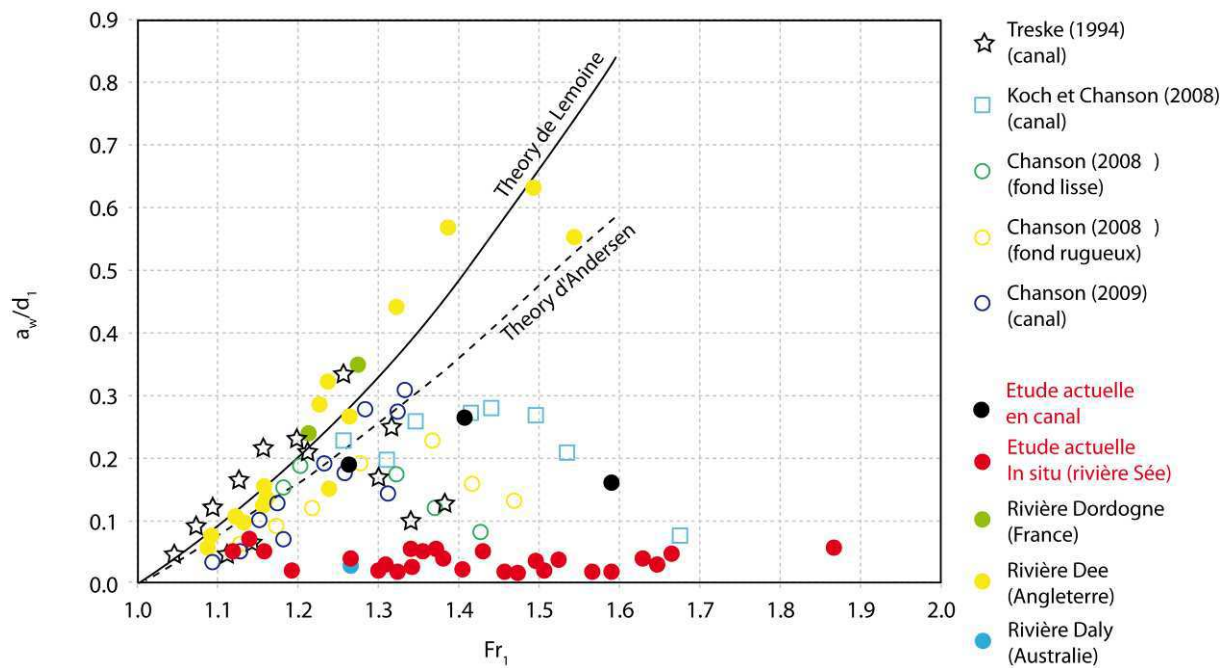


Fig.III. 38 : Amplitude des éteules adimensionnée en fonction du nombre de Froude

Dans notre cas, a_w n'évolue pas en fonction du nombre de Froude sur le terrain. Les éteules se développant sur notre site de mesure sont d'amplitude très faible par rapport à la profondeur initiale de la rivière. *In situ*, le paramètre a_w/d_1 reste stable et inférieure à 0.1.

Ces différences impliquent que d'autres paramètres que ceux utilisés dans le nombre de Froude contraignent la formation et la propagation des éteules.

Dans le cas du canal, les deux cas de simulation $Fr_1 = 1.26$ et 1.41 se rapprochent des solutions analytiques. Comme dans Koch et Chanson (2008), une fois un seuil atteint, a_w diminue en fonction du nombre de Froude. L'étude en canal semble une fois de plus suivre les tendances de Koch et Chanson (2008) avec la présence d'un nombre de Froude critique.

In situ, la pente a_w/L_w semble diminuer avec l'augmentation du nombre de Froude. Les ordres de grandeur comparés avec les études de Chanson (1995) et Koch et Chanson (2008).

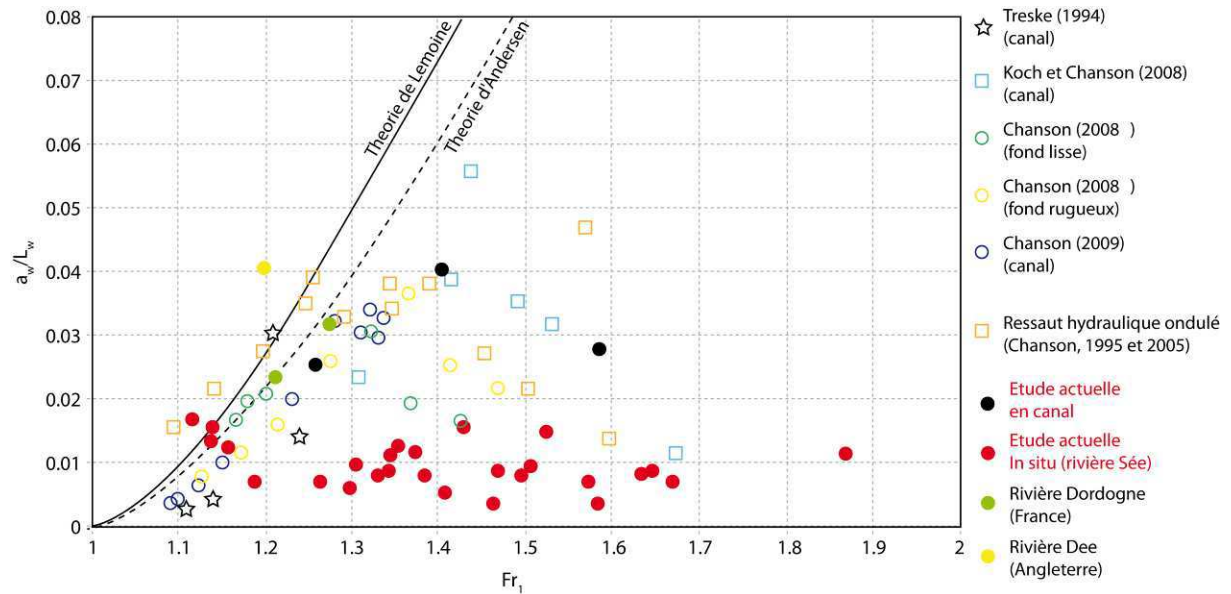


Fig.III. 39 : Steepness (a_w/L_w) – Comparaison avec des études en laboratoire et de terrain

Dans la littérature, quelques études décrivent l'évolution de la surface libre lors du développement de différents types de mascaret (Chanson, 1995 ; Koch et Chanson, 2009 ; Simon et Chanson, 2013 ; Simon, 2013). Lorsque le nombre de Froude augmente, l'amplitude des ondulations et la pente du front augmentent jusqu'à un nombre de Froude limite où l'amplitude diminue à cause de la génération du déferlement des ondes secondaires. Simon (2013), remarque dans le canal de Brisbane que les ondulations deviennent 3D pour des nombres de Froude de 1.3 à 1.5 (ondes divergentes provoquées par les irrégularités des parois). Lors de la phase transitoire, les ondes secondaires perdent en amplitude lorsque le nombre de Froude augmente.

Les paramètres définis dans la littérature concernant l'évolution de la surface libre lors du passage d'un mascaret sont comparées avec nos études en canal et *in situ*.

Nous constatons que les paramètres mesurés en laboratoire sont cohérents avec la théorie et d'autres études expérimentales contrairement à nos expérimentations *in situ*. Ces différences peuvent s'expliquer par : i) l'incertitude sur la mesure de U_b ; ii) la variabilité morphologique ; et iii) l'influence du lit sédimentaire (amortissement de l'onde par dissipation d'énergie ou la rugosité du fond).

5. Comportement de l'écoulement lors du développement d'un mascaret

Le couplage des approches, nous permet de comparer le phénomène du mascaret se développant *in situ* et le ressaut en translation simulé en canal pour des conditions de Froude similaires. Une visualisation à l'aide d'une nappe laser en travers de la colonne d'eau, permet de mettre en évidence des « lignes de courants » (Fig.III. 40).

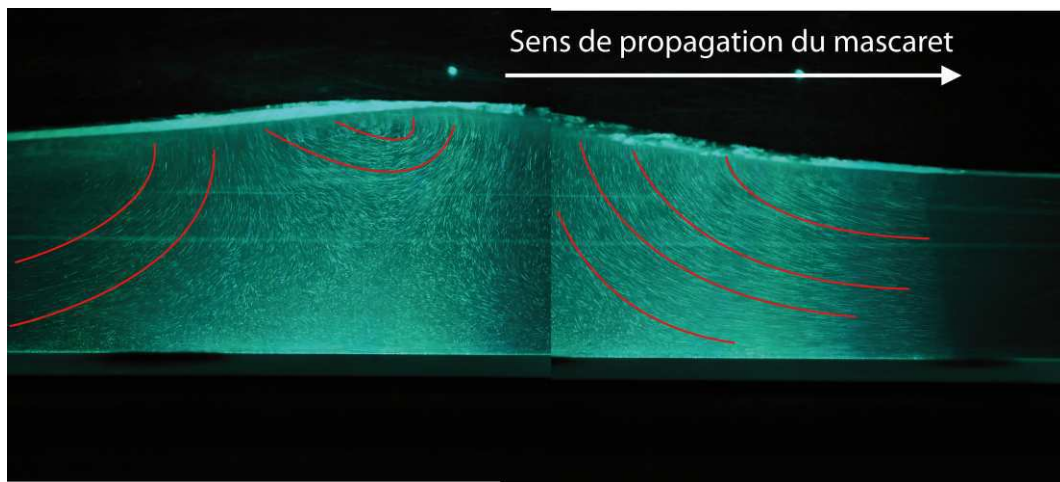


Fig.III. 40 : Visualisation d'un mascaret ondulé à l'aide d'une nappe laser. Mise en évidence des lignes de courants définissant des cellules de recirculation

Les mascarets transitoires et déferlants étant aérés au niveau de l'interface eau/air, la nappe laser est déviée par les bulles d'airs rendant la visualisation de l'écoulement impossible.

Seules les visualisations du mascaret ondulé peuvent être décrites. Sur la Fig.III. 40, trois structures apparaissent : i) avant le front ; ii) légèrement en arrière du sommet de la crête et iii) en arrière du front centré sur le creux. Dans cette partie, nous exploitons les données ADV, ADCP et LDV pour décrire au mieux l'écoulement. Ces méthodes sont complémentaires et nous permettent d'accéder à différents niveaux d'information sur l'écoulement :

- description globale de l'écoulement *in situ* et en canal au passage du mascaret ;
- calcul des accélérations ;
- localisation des zones de cisaillement importantes et calcul de la contrainte tangentielle ;
- calcul de l'énergie cinétique turbulente (*TKE*)

- extraction des profils verticaux des vitesses longitudinales (U) *in situ* et en laboratoire afin de décrire l'évolution de la couche limite lors d'une simulation de mascaret en laboratoire.

5.1. Description globale de l'écoulement *in situ* et en laboratoire

5.1.1. Cartes spatio-temporelles des vitesses dans l'écoulement et profils verticaux globaux

L'ADCP permet d'accéder à des mesures de vitesse tous les 5 cm sur un profil vertical de 65 cm pendant plus de 20 minutes. Deux cycles de marée ont été instrumentés *in situ*, les 10 et 11 mars 2012. Les mascarets étaient tous les deux ondulés avec une dizaine d'éteules en arrière du front (déferlement local provoqué par les surfers/kayakistes et par les berges).

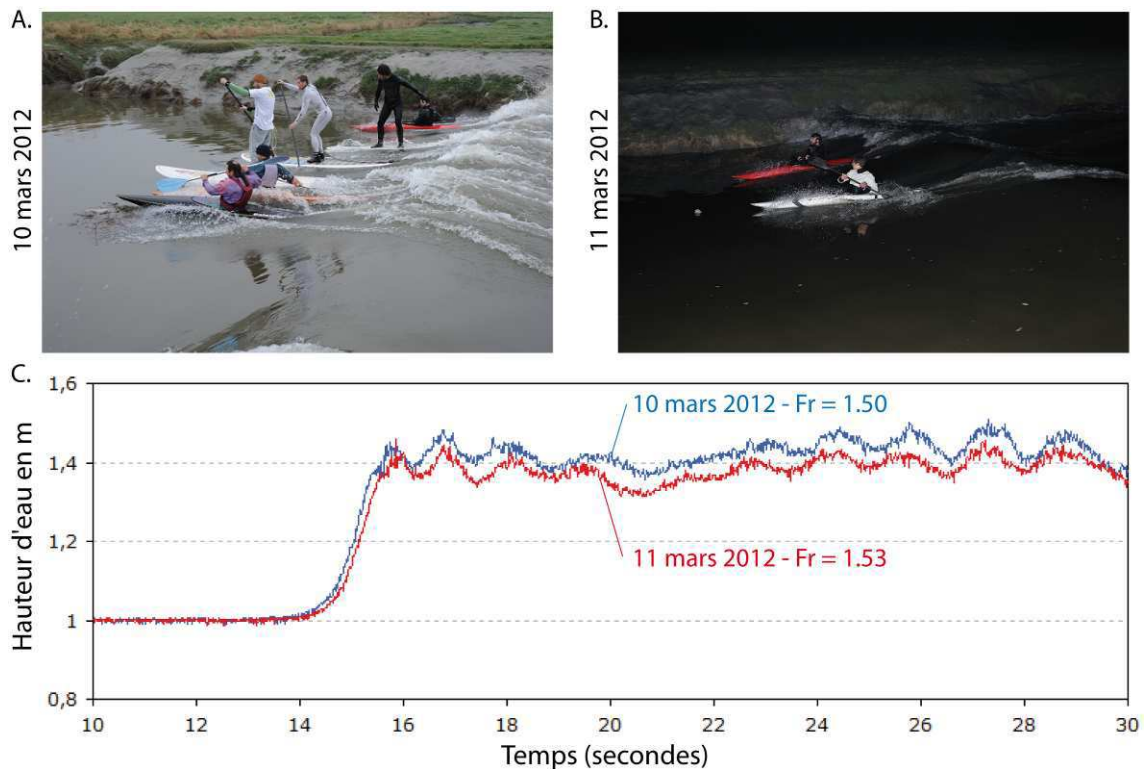


Fig.III. 41 : Photographie du front du mascaret : A. 10 mars 2012 et B. 11 mars 2012 ; C. Evolution de la surface libre pendant les cycles de marée instrumentés par l'ADCP Workhorse Sentinel

Les résultats sont présentés sous forme de diagrammes spatio-temporels (Fig.III. 42). Le passage du mascaret est marqué par une inversion immédiate des vitesses sur la totalité de la colonne d'eau instrumentée ($t_0 + 1$ minute sur la figure III.42). La zone de mesure proche du fond semble perturbée car l'ADCP enregistre des vitesses négatives (sens d'écoulement amont/aval). Cette direction de vitesse peut s'expliquer par la création de cellules cohérentes sur le fond comme indiqué sur la Fig.III. 40.

Les vitesses longitudinales après le passage du mascaret atteignent jusqu'à 1.5 m/s au milieu de la colonne d'eau et diminuent progressivement dans le temps jusqu'à la fin du flot (Fig.III. 42A et B). Un gradient de vitesse est enregistré sur le fond (de 0 à 1.5 m/s) sur les deux cycles instrumentés.

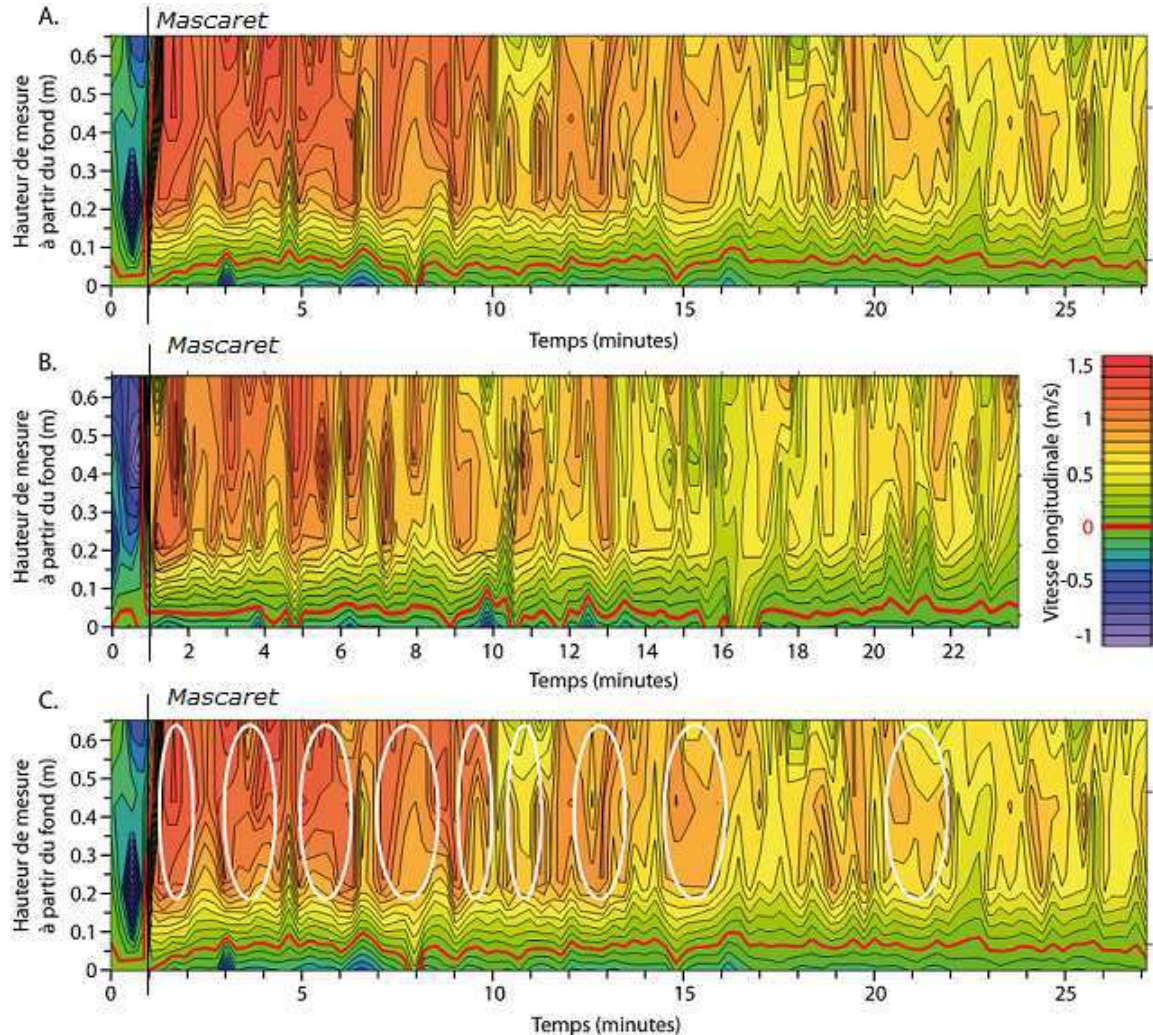


Fig.III. 42 : Diagramme spatio-temporel des vitesses longitudinales pour deux des missions du mois de mars 2012 sur une verticale (iso-contour rouge : 0 m/s, inversion de vitesse) A. Cycle de marée du 10 mars 2012 ; B. Cycle de marée du 11 mars 2012 ; C. Localisation des cellules de recirculation (Mesures ADCP, site du Bateau)

Sur ces diagrammes spatio-temporels, nous mettons en évidence des zones d'accélération et de décélération de l'écoulement à grande échelle de temps (Fig.III. 42C). La période de retour de ces « cellules » varie au cours du temps (de 1 à 2 minutes) ce qui correspond à des longueurs d'ondes de 135 à 180 m. Ces zones d'accélération peuvent entraîner des cellules de recirculation à grande échelle comme identifiées visuellement *in situ* dans l'étude de Wolanski *et al.* (2004).

Les vitesses semblent s'inverser d'abord sur le fond (Fig.III. 43). L'inversion se produit ensuite très rapidement dans le reste de la colonne d'eau. Cette zone d'inversion proche du fond a déjà été

mise en évidence lors d'observations de terrain (M. Partiot dans Bazin, 1865 ; Cébile, 2010) ou en laboratoire (cellule de recirculation, Chanson 2005b).

A partir du passage du mascaret une zone proche du fond se développe avec une vitesse proche voire inférieure à 0 m/s (sens d'écoulement opposé à la partie supérieure de la colonne d'eau). Cette zone de mesure est écartée de notre analyse. Nous considérons que cette « inversion » pourrait venir de la technique de mesure qui a tendance à moyenner les vitesses dans le temps et dans l'espace. Cette zone proche du fond doit être très perturbée par la rugosité naturelle du fond du chenal, avec le développement de tourbillons qui pourraient induire une moyenne de vitesse négative.

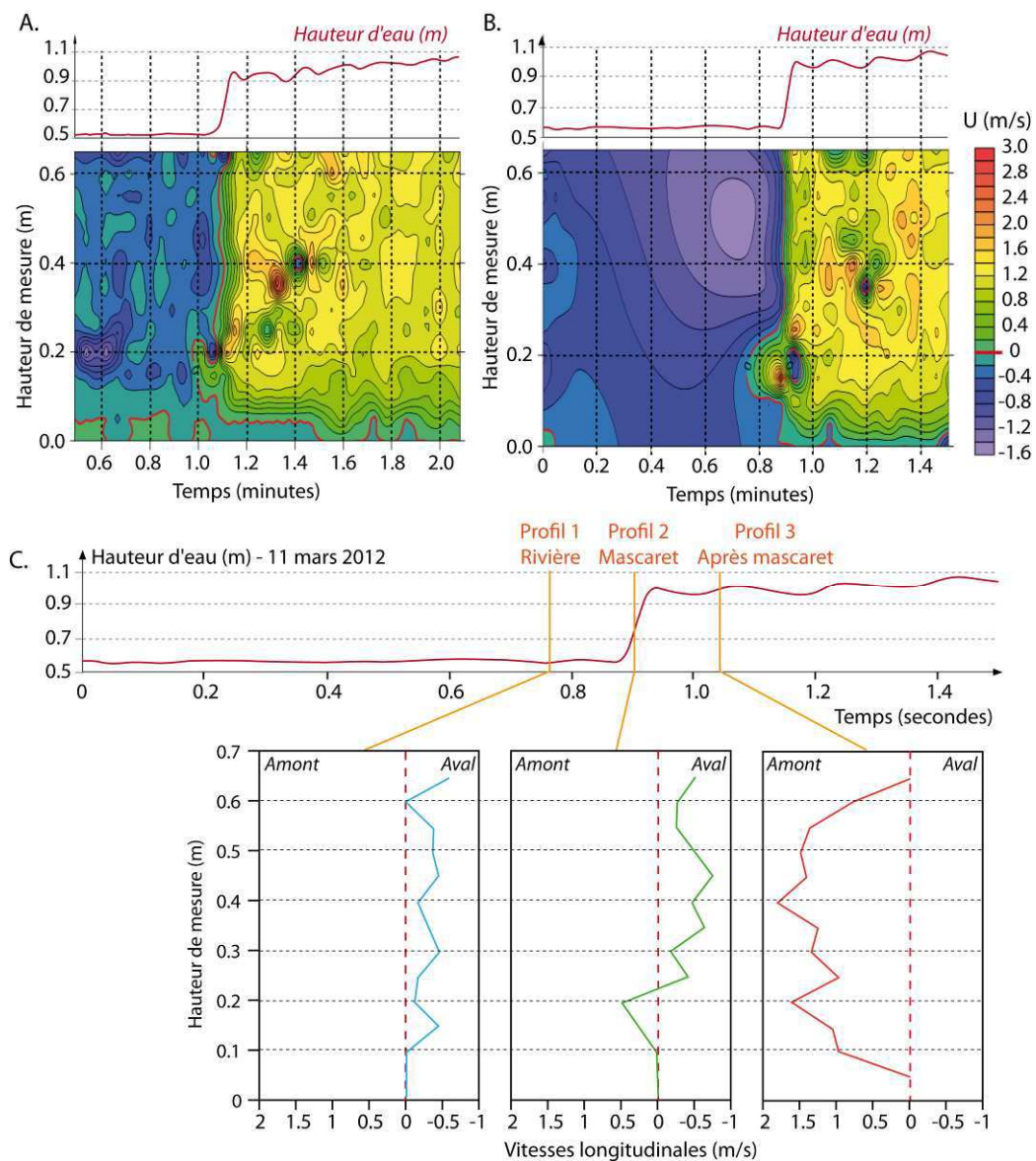


Fig.III. 43 : Diagramme spatio-temporel des vitesses longitudinales au passage du mascaret. A. Le 10 mars 2012 ($Fr_1 = 1.50$) et B. le 11 mars 2012 ($Fr_1 = 1.53$); C. Profils verticaux de vitesses longitudinales de 0 à 65 cm au-dessus du fond (avant le passage du mascaret, au passage, après le passage) (Mesures ADCP, site du Bateau)

Trois profils verticaux sont analysés sur la figure III.43. Sur le deuxième profil (pendant le passage du mascaret), l'écoulement est distingué par trois couches : (Fig.III. 43) : i) la zone proche du fond avec une vitesse nulle ; ii) de 10 à 20 cm au-dessus du fond avec une inversion localisée du courant ; iii) de 20 à 65 cm au-dessus du fond, on retrouve le profil 1 de rivière.

Les mesures *in situ* ont été limitées par les moyens techniques de l'ADCP (précision spatio-temporelle). Ces mesures nous permettent d'avoir une vision sur l'écoulement global au passage du mascaret sur un cas *in situ*.

Nous comparons maintenant ces données avec des mesures réalisées en laboratoire avec la technique LDV pour trois cas de nombre de Froude (1.26 ; 1.41 et 1.58). Les différents types de mascarets simulés montrent des évolutions différentes dans le temps et sur la colonne d'eau selon les nombres de Froude.

Lors du passage du mascaret ondulé, les variations de vitesse sont faibles dans le temps et nous observons une inversion de l'écoulement sous la crête du front uniquement (Fig.III. 44). L'écoulement ne s'inverse pas dans le reste de la colonne d'eau.

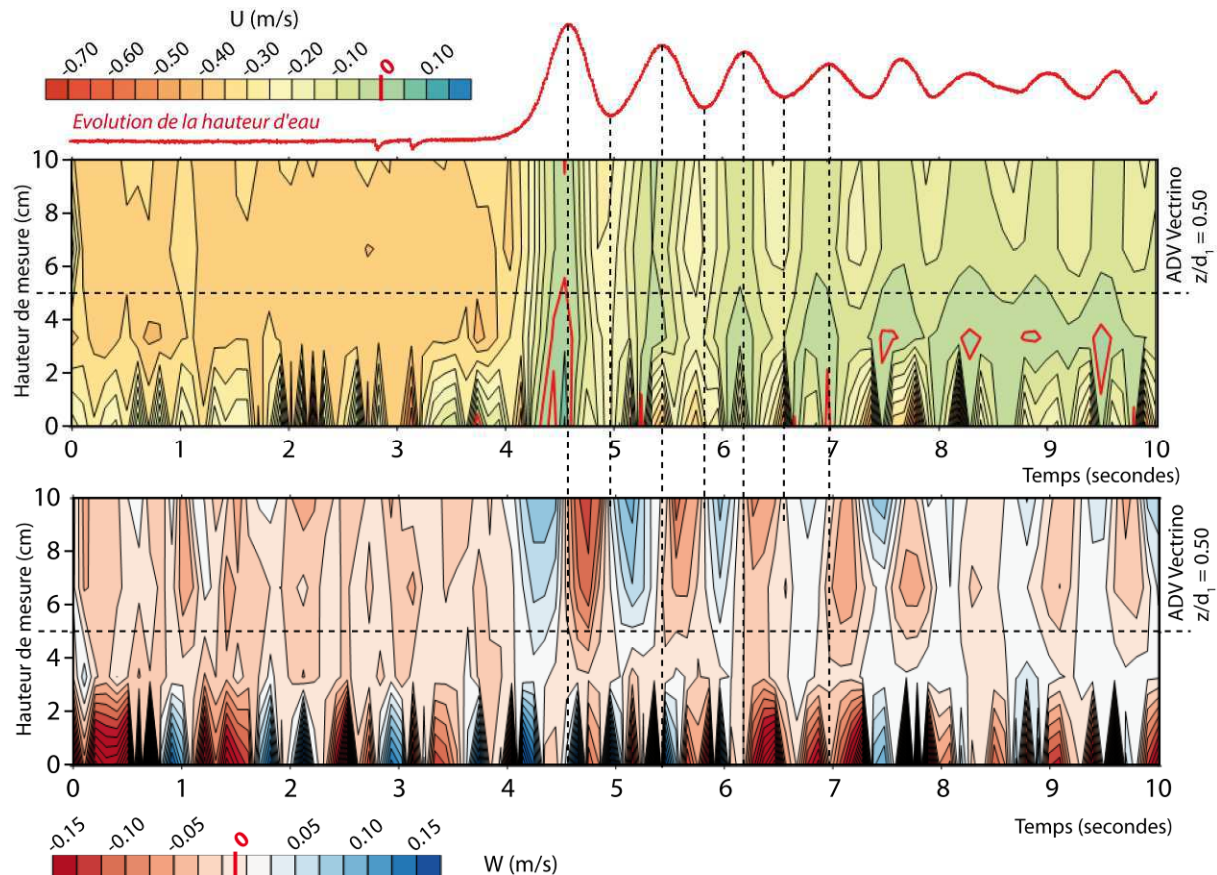


Fig.III. 44 : Cartes spatio-temporelles des vitesses U et W dans le cas du mascaret ondulé simulé en canal ($Fr_1 = 1.26$) (Mesures LDV)

Dans le cas d'un mascaret transitoire ($Fr_1 = 1.41$), l'écoulement de rivière est plus rapide et une inversion est constatée au fond du canal (sur 4 cm, $z/d_1 = 0.33$) sous les quatre premières crêtes (Fig.III. 45). L'inversion est de moins en moins prononcée dans le temps, les vitesses évoluant de 0.20 m/s sous la première crête à 0.02 m/s sous la quatrième crête. Dans la partie supérieure de la colonne d'eau ($z/d_1 > 0.33$), le comportement de l'écoulement est similaire entre le mascaret simulé ondulé et transitoire. Le passage de chacune des éteules est très marqué par une oscillation de la vitesse en phase avec le passage des crêtes et des creux. Dans le cas du mascaret ondulé, ces oscillations sont atténuées très rapidement pas la reprise du courant initial.

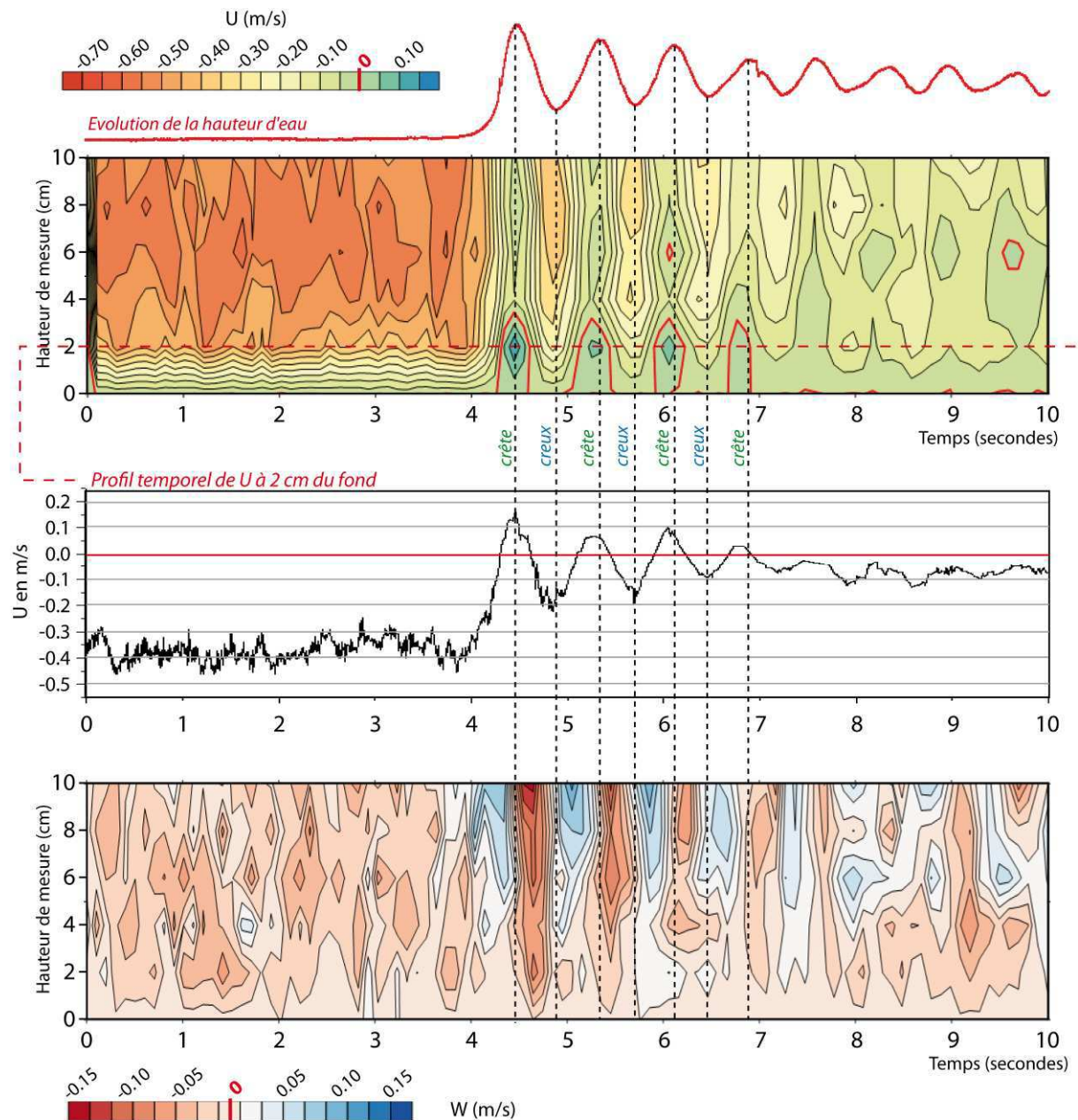


Fig.III. 45 : Cartes spatio-temporelles des vitesses U et W dans le cas du mascaret transitoire simulé en canal ($Fr_1 = 1.41$) (Mesures LDV)

Dans le cas du mascaret simulé limite déferlant, une très faible zone d'inversion est mesurée sur le fond du canal après le passage du *bore* (8 % de la colonne d'eau). Le passage du *bore* entraîne une diminution de la vitesse d'écoulement de -0.65 m/s à une vitesse proche de -0.25 m/s (diminution d'un facteur de 2.5). Cette faible vitesse est maintenue dans le temps après le passage. Le passage des éteules de faibles amplitudes a peu de répercussions sur l'enregistrement des vitesses.

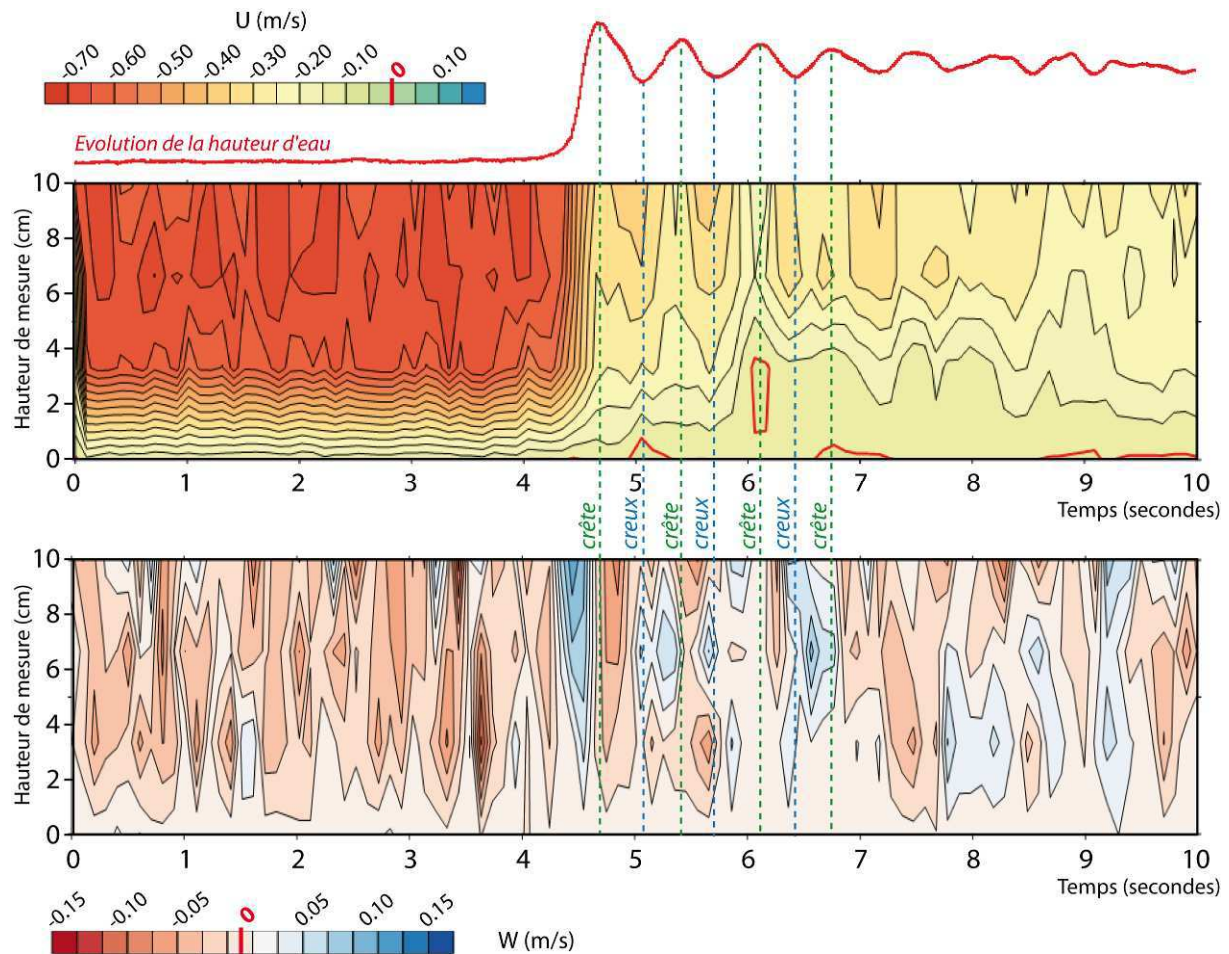


Fig.III. 46 : Cartes spatio-temporelles des vitesses U et W dans le cas du mascaret limite déferlant simulé en canal ($Fr_1 = 1.58$) (Mesures LDV)

Il semble que l'inversion des vitesses sous les éteules soit liée à la hauteur du *bore* (d_b), au développement des éteules et à leur amplitude (a_w). Le cas du mascaret transitoire montrant des amplitudes d'éteules élevées, nous constatons un maximum d'inversion de l'écoulement sur le fond. Dans le cas du mascaret simulé limite déferlant, l'inversion est quasi-inexistante du fait de la faible amplitude des éteules. L'amplitude des éteules influe également sur l'intensité des vitesses verticales. Plus les amplitudes sont importantes, plus la vitesse verticale sous les crêtes mesurée est élevée.

L'ADCP et la LDV nous ont permis d'accéder à l'évolution des vitesses dans la colonne d'eau au passage d'un mascaret *in situ* et d'un mascaret simulé en laboratoire. A partir des cartes présentées nous mettons en évidence : i) de grandes cellules de recirculation observées *in situ* ; ii) une inversion totale de l'écoulement *in situ* qui débute par le fond ; iii) l'influence prépondérante de la formation des éteules sur les conditions d'écoulement lors du passage (inversion exacerbée lorsque d_b et a_w augmente).

5.1.2. Evolution des vitesses (U , V et W) en un point

In situ, les mesures ADCP sont réalisées à basse fréquence. Après avoir étudié l'écoulement global, nous nous concentrons sur les quelques secondes au passage du front. Pour cela nous exploitons des mesures en un point de l'ADV Vector et de l'ADV Vectrino.

In situ, 35 mascarets ont été instrumentés à l'aide de l'ADV Vector et six mascarets avec l'ADV Vectrino. En raison des difficultés liées à la mesure de vitesse avec un instrument acoustique dans un écoulement turbulent et chargé en sédiment, les données sont exploitées et filtrées sur quelques secondes au passage du mascaret. Les mesures en canal sont également limitées en temps (avant que l'onde ne se réfléchisse à l'extrémité du canal).

De nombreuses études présentent ce type d'instrumentation *in situ* ou en canal (Chanson, *et al.*, 2010 ; Docherty et Chanson, 2010 ; Reungoat *et al.*, 2012 ; Simon et Chanson, 2013). Lors des simulations en laboratoire, l'ADV Vectrino est installé à une hauteur de $z/d_1 = 0.5$ pour les trois cas. *In situ*, 35 mascarets ont été instrumentés. Pour plus de facilité de lecture, nous présentons les résultats sur trois mascarets. Le mascaret du 8 mai 2012 a été choisi pour exposer les résultats de vitesse de la mission pendant laquelle des mesures de concentration en MES ont été réalisées simultanément (Chapitre 4).

	Type de mascaret	Position ADV vector (z_{ADV}/d_1)	Position ADV Vectrino (z_{ADV}/d_1)	Marnage global	Marnage local	d_1 (m)	V1 (m/s)	U_b (m/s)	Froude
31/08/2011	ondulé	0,53	0,44	12,42	1,38	0,90	0,21	2,98	1,27
28/09/2011	déferlant	0,47	0,22	12,84	1,71	0,91	0,22	4,11	1,57
08/05/2012	ondulé	0,89		11,85	1,33	0,94	0,36	3,94	1,45

Fig.III. 47 : Tableau récapitulatif des conditions de mesures des cycles de marée instrumentés *in situ* et analysés dans ce paragraphe

Les mascarets du 31 août et du 28 septembre 2011 sont présentés car : i) ce sont deux types de mascaret différents (ondulé et déferlant) ; ii) leur nombre de Froude sont proches de ceux du canal ; iii) la hauteur de mesure de l'ADV Vector est dans les deux cas proche de $z/d_1 = 0.50$ (comme dans le cas du canal) ; iv) de plus, pour ces deux missions, les deux ADV Vector et Vectrino ont été

positionnés à deux hauteurs différentes dans la colonne d'eau. Ce choix nous permet de confronter les deux approches canal et terrain mais également de comparer sur un même site de mesure *in situ*, les caractéristiques des mascarets déferlant et ondulé.

Sur la figure III.48 sont présentés les trois mascarets instrumentés par le Vector, les deux cas instrumentés par le Vectrino et les trois cas simulés en canal. Dans chacun des cas, la vitesse mesurée sur les trois composantes (U , V et W) est stable avant le passage du mascaret.

Mascaret ondulé

Dans le cas du mascaret ondulé, la composante longitudinale de vitesse (U) évolue en fonction de la surface libre et ce, quel que soit la hauteur de mesure. *In situ* et en laboratoire, U diminue dès le pied du front. *In situ*, U diminue en atteignant 0 m/s au milieu du front. L'écoulement s'inverse ensuite (sens aval/amont) et augmente jusqu'à atteindre un premier maximum de vitesse sous la crête du front. U oscille ensuite en phase avec la surface libre avec U maximum sous les crêtes et U minimum sous les creux des éteules. La vitesse est inversée pendant toute la durée du flot (comme observée sur les diagrammes spatio-temporels de l'ADCP). En canal, U oscille également en phase avec la surface libre. A cette hauteur de mesure ($z/d_1 = 0.50$), U ne s'inverse que sous certaines crêtes.

Avant le passage du *bore*, *in situ* comme en laboratoire, la composante verticale de vitesse (W) est proche de 0 m/s. Ensuite, W augmente et atteint son maximum vers le haut de la colonne d'eau dès le pied du front. Sous les éteules, W oscille autour d'une vitesse moyenne proche de 0 m/s. Les W maximums vers le haut de la colonne sont enregistrées juste avant les crêtes et les W maximums vers le fond, avant les creux. Ces inversions de vitesses verticales sont très marquées sur les mascarets transitoires ($Fr_1 \sim 1.4$) et sont probablement accompagnées de fluctuations importantes de pressions sur le fond sédimentaire.

La vitesse transversale (V) est centrée sur 0 m/s en écoulement de rivière et oscille dès le passage du mascaret.

Mascaret déferlant

Sur la figure III.48, un seul mascaret réellement déferlant est présenté sur la marée instrumentée *in situ* du 28 septembre 2011 ($Fr_1 = 1.57$). En laboratoire, le mascaret ayant un Froude similaire reste transitoire avec la formation d'ondes secondaires de faibles amplitudes en arrière du *bore*. Dans le cas du mascaret déferlant, aucune ondes secondaires ne se développent. L'absence d'oscillation est ressentie sur l'enregistrement des vitesses (U et W).

U diminue au pied du front, s'inverse et augmente jusqu'à atteindre un maximum au sommet du *bore* déferlant. Alors que la surface libre augmente très lentement après le passage du *bore*, U augmente progressivement sans fluctuations.

W augmente également brutalement vers le haut de la colonne d'eau. Les valeurs de W atteintes pendant un mascaret déferlant sont équivalentes à un mascaret ondulé. Une différence importante est cependant mise en évidence. Une fois la valeur maximale de W atteinte vers le haut de la colonne d'eau, elle ne diminue pas (pendant le temps de mesure) et reste dirigée vers le haut de la colonne d'eau. Cette tendance mesurée *in situ* semble être confirmée par les mesures en canal (cas limite déferlant) où W augmente au passage du *bore* vers le haut de la colonne d'eau et oscille autour d'une valeur de W vers la surface libre.

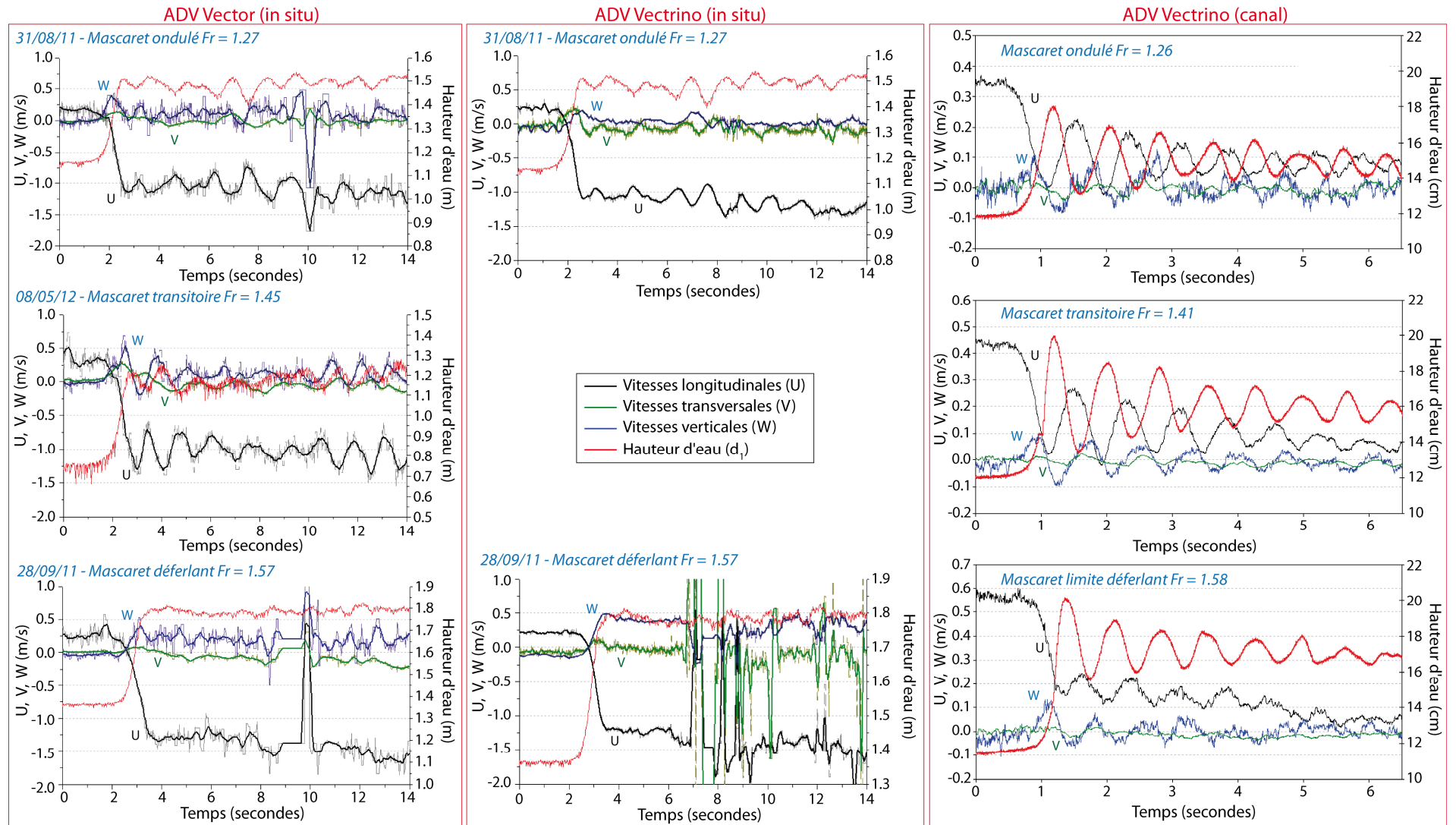


Fig.III. 48 : Evolution dans le temps des vitesses instantanées (U, V, W), des vitesses moyennes ($\bar{U}, \bar{V}, \bar{W}$) et de la profondeur d'eau (d/d_1) pour les mascarets instrumentés in situ (trois cas pour le Vector, deux cas pour le Vectrino) et pour les simulations (trois cas)

Après une comparaison de l'évolution des vitesses selon le type de mascaret, nous étudions les mesures hautes fréquences des deux ADV (Vector et Vectrino) installés *in situ* à deux hauteurs différentes. Ces mesures complètent les mesures ADCP basses fréquences.

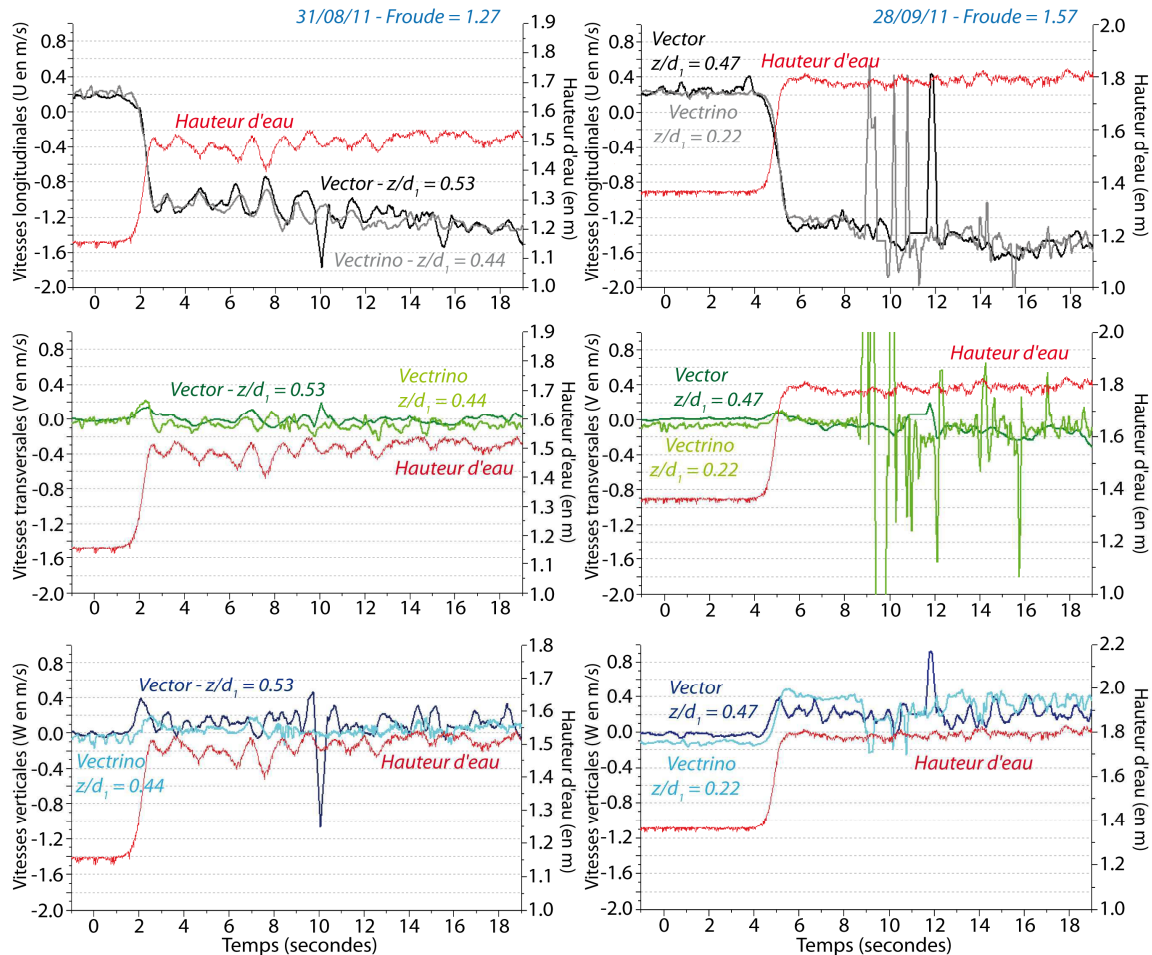


Fig.III. 49 : Evolution des vitesses mesurées avec l'ADV Vector et Vectrino le 31 août et le 28 septembre 2011

Les principales variations aux deux hauteurs interviennent sur la composante verticale (W). A l'approche du fond et dans le cas du mascaret ondulé, l'amplitude du premier pic de vitesse dirigée vers le haut de la colonne d'eau semble plus faible et les oscillations sous les éteules semblent également moins marquées. Les mêmes constats ont été réalisés précédemment sur les mesures en canal. Il semble que W diminue en profondeur avec une baisse de l'influence de la surface libre à l'approche du fond du canal. Dans le cas des vitesses longitudinales (U), les mesures sont trop proches pour observer une quelconque différence. De plus, en canal, les variations principales de U ont lieu jusqu'à des hauteurs de $z/d_1 = 0.33$ à partir du fond.

Dans le cas du mascaret déferlant, les oscillations notées sur le Vector, n'existent pas dans le cas du Vectrino (plus proche du fond). Si l'on compare avec les vitesses W mesurées en canal pour un

cas de mascaret limite déferlant simulé (Fig.III. 46) on constate qu'à $z/d_1 = 0.22$, aucunes oscillations de W n'est observée.

Les principales évolutions des composantes longitudinales (U) et verticales (W) de vitesse ont déjà été décrites dans de nombreuses études (cf. Chapitre 1). Ici, nous apportons une étude complète sur les trois principaux types de mascarets observés *in situ* (ondulé, transitoire et déferlant) et une comparaison entre des mascarets se développant *in situ* et des simulations en canal (avec une similitude de Froude). Cela nous a permis de mettre en avant les ressemblances et les divergences dans l'écoulement entre le phénomène *in situ* et l'onde simulée en canal.

Pour un mascaret ondulé :

- *in situ*, U diminue au passage du front, s'inverse sur toute la colonne d'eau puis oscille en phase avec la surface libre. En laboratoire, la principale différence est que U ne s'inverse que sur le fond (*in situ* \neq canal) ;
- W augmente vers le haut de la colonne d'eau au passage puis oscille autour de 0 m/s en alternant des maximums vers le fond et vers le haut (*in situ* = canal). Ces oscillations sont localisées dans la partie supérieure de la colonne d'eau.

Pour un mascaret déferlant :

- *In situ*, U diminue, s'inverse puis augmente progressivement sans osciller. En canal, le même constat est réalisé mais U ne s'inverse pas après le passage du *bore* mais diminue sur toute la colonne d'eau (*in situ* \neq canal) ;
- W augmente vers le haut de la colonne d'eau au pied du front et reste dans ce sens après le passage du mascaret (*in situ* = canal).

5.1.3. Accélération de l'écoulement

Après avoir décrit l'évolution des vitesses dans l'écoulement, nous calculons les accélérations sur chacune des composantes ($\partial U / \partial t$) au point de mesure des ADV Vector et Vectrino ($z/d_1 = 0.5$). Les termes sont notés : A_x , accélération longitudinale ; A_y , accélération transversale ; et A_z , accélération verticale. *In situ* (Fig.III. 50) comme en laboratoire (Fig.III. 51), le maximum de l'accélération (A_x , A_y et A_z) est mesuré au pied du front, lors de l'augmentation brusque du niveau d'eau. L'accélération est identifiée sur toutes les formes de mascarets instrumentés (ondulé et déferlant, en canal et *in situ*). Nous distinguons tout de même le mascaret ondulé et déferlant après le passage du mascaret (Furgerot *et al.*, 2013 et 2014 in press voir les Annexes 9 et 10).

Mascaret ondulé

Une forte accélération A_x vers l'amont est enregistrée sous le pied du mascaret dans la phase ascendante du niveau d'eau. Cette accélération, est suivie par une oscillation autour de 0, entre $+1 \text{ m/s}^2$ et -1 m/s^2 . L'amplitude de ces oscillations dépend essentiellement de l'amplitude des ondes secondaires. Les maxima d'accélération (A_x) sont systématiquement enregistrés aux bas niveaux d'eau (juste après les creux) et les maxima de décélération sont enregistrés juste après les crêtes. Les accélérations verticales (A_z) sont du même ordre de grandeur (jusqu'à 1 m/s^2) avec un pic vers le haut de la colonne d'eau au pied du front, puis des oscillations autour de 0 m/s^2 (accélération puis décélération).

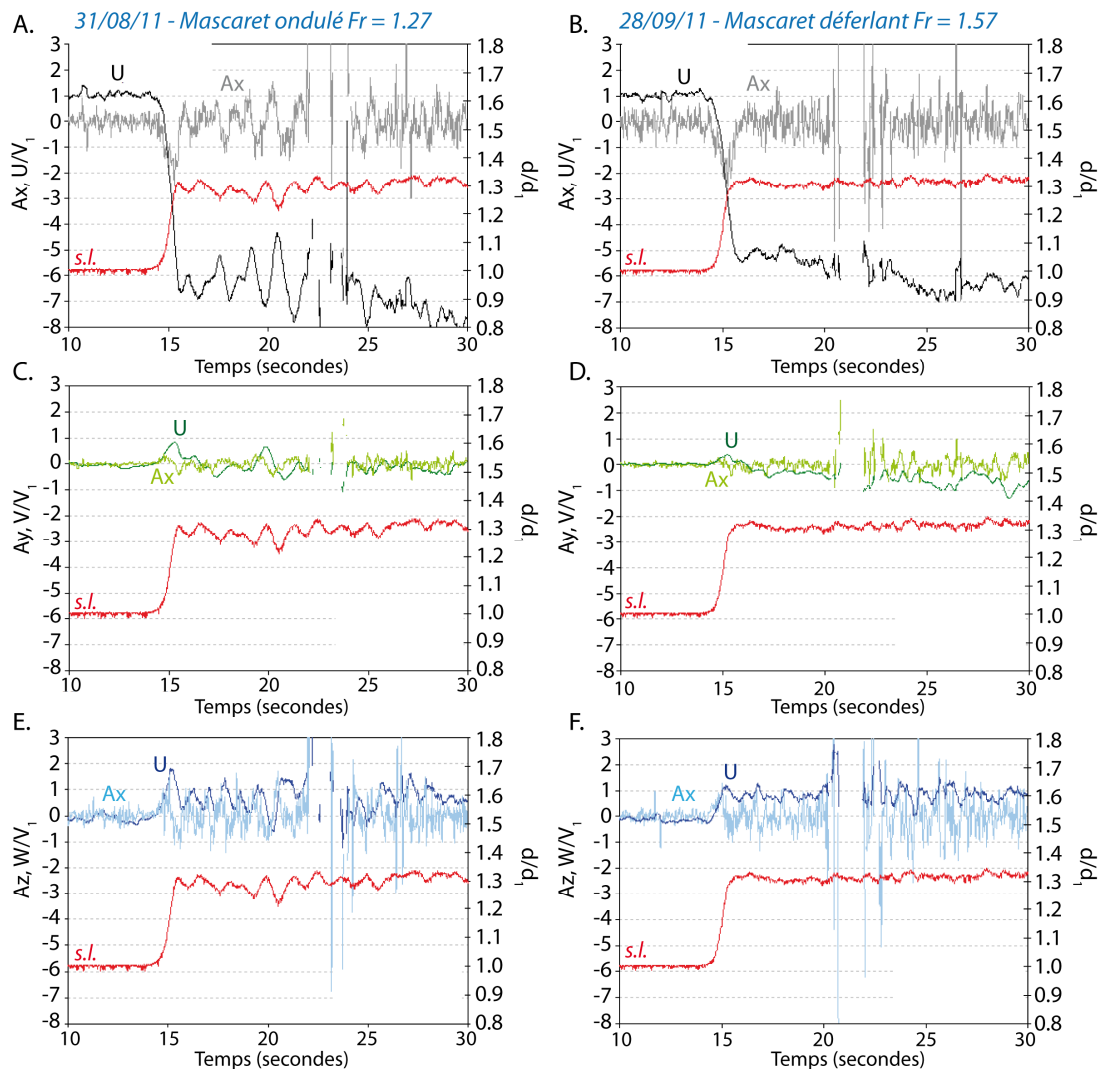


Fig.III. 50 : Evolution des vitesses mesurées et des accélérations de l'écoulement. A, C et E : Accélération sur les trois composantes du 31 août 2011, $Fr_1 = 1.27$ à $z/d_1 = 0.53$; B, D et F : Accélération sur les trois composantes du 28 septembre 2011, $Fr_1 = 1.57$ à $z/d_1 = 0.46$ (s.l. = surface libre) (Mesures ADV Vector, site du Bateau)

Mascaret déferlant

Dans le cas d'un mascaret déferlant (*in situ*), l'accélération longitudinale A_x augmente brusquement au pied du front déferlant. Ensuite, A_x est proche de 0 m/s^2 . A_z augmente vers le haut de la colonne d'eau au passage puis oscille à faible amplitude sous les éteules.

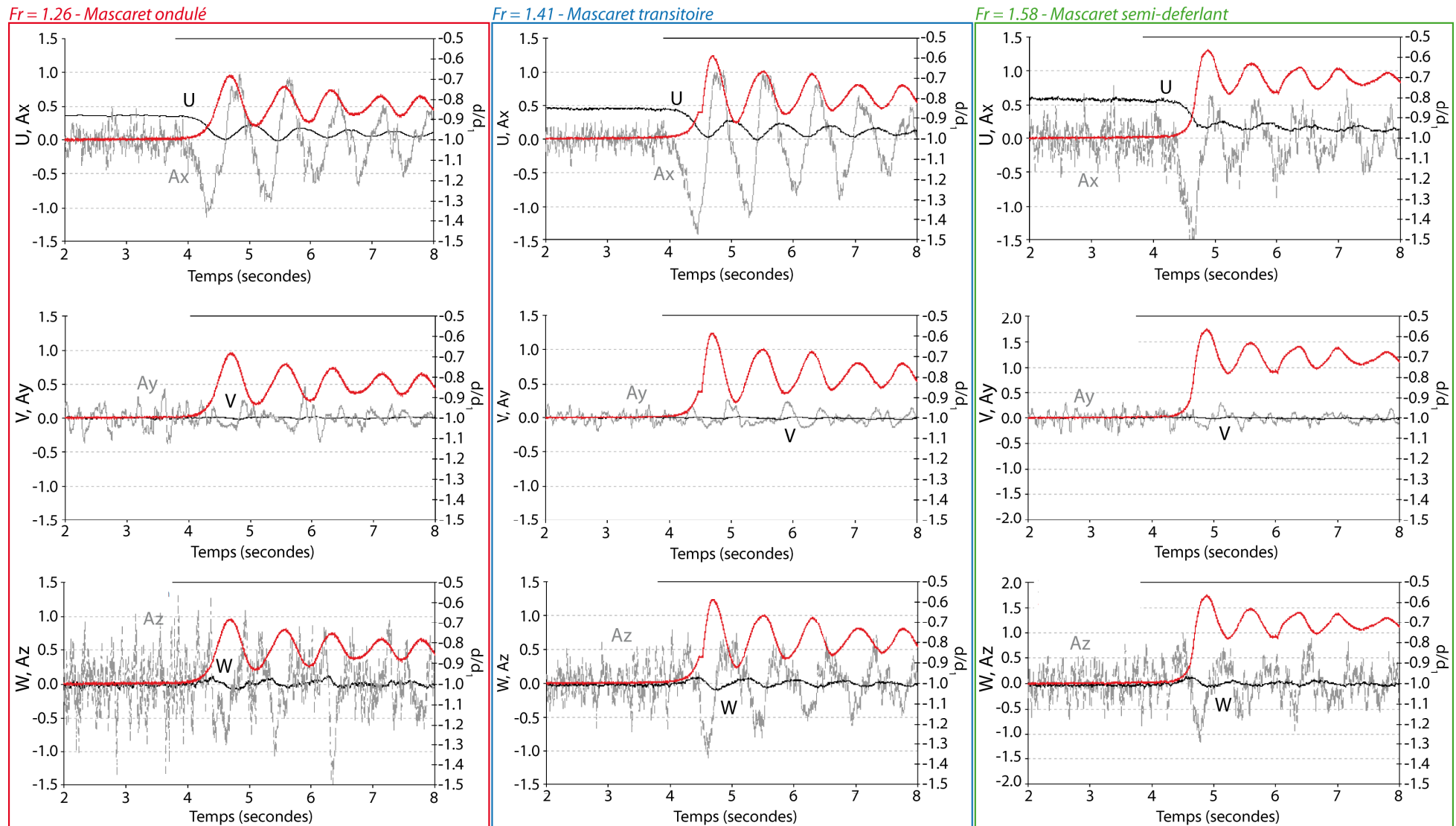


Fig.III. 51 : Evolution des vitesses et des accélérations sur les trois composantes pour les trois cas de mascaret simulés ($Fr_1 = 1.26$; $Fr_1 = 1.41$ et $Fr_1 = 1.58$) (Mesures ADV Vectrino, en canal)

Entre le développement d'un mascaret *in situ*, et en laboratoire, les tendances d'évolution de A_x et A_z sont les mêmes pour les différents types de mascaret. Dans tous les cas, une accélération maximale vers l'amont et vers le haut de la colonne d'eau est mesurée au pied du front. Ensuite le comportement varie d'un mascaret ondulé à un mascaret déferlant. Les variations de la surface libre avec le développement d'éteules, entraînent des successions de phases d'accélération et de décélération non présentes dans le cas d'un mascaret déferlant. Ces constats sont développés dans Furgerot *et al.* (2014, in press).

Bien que les vitesses (U) ne s'inversent pas sur toute la colonne d'eau dans le canal, les phases d'accélération et de décélération sont corrélées entre les deux approches.

5.1.4. Contrainte visqueuse de cisaillement dans la colonne d'eau

A partir des données de vitesse (ADCP et LDV), la contrainte visqueuse est calculée dans la colonne d'eau (Fig.III. 52 et Fig.III. 53) :

$$\tau_{visq} = \mu \frac{\partial \bar{U}}{\partial z}$$

Avec μ , la viscosité cinématique

In situ, les contraintes visqueuses calculées sont comprises entre -0.015 et 0.02 N/m². Elles sont du même ordre de grandeur avant et après le passage du mascaret. On remarque cependant, une augmentation de la contrainte au passage du mascaret. Selon l'élévation, trois zones sont distinguées : i) au milieu de la hauteur de mesure où le cisaillement est très faible (0 N/m²) ; ii) en surface, des zones où la contrainte de cisaillement augmente par « bouffée » (-0.08 N/m²) et iii) une zone proche du fond où les valeurs de cisaillement sont plus importantes (0.02 N/m²) bien qu'elles semblent diminuer au cours du temps.

Globalement, les valeurs de contraintes visqueuses sont faibles. L'évolution des vitesses sur la verticale est progressive et aucun fort gradient de vitesse n'est mesuré à cette fréquence d'acquisition. On constate que la couche limite après le passage du mascaret est développée sur au moins 20 cm ce qui représente 25 % de la hauteur d'eau initiale. Nous reviendrons plus tard sur l'étude de cette couche proche du fond avec l'approche en canal.

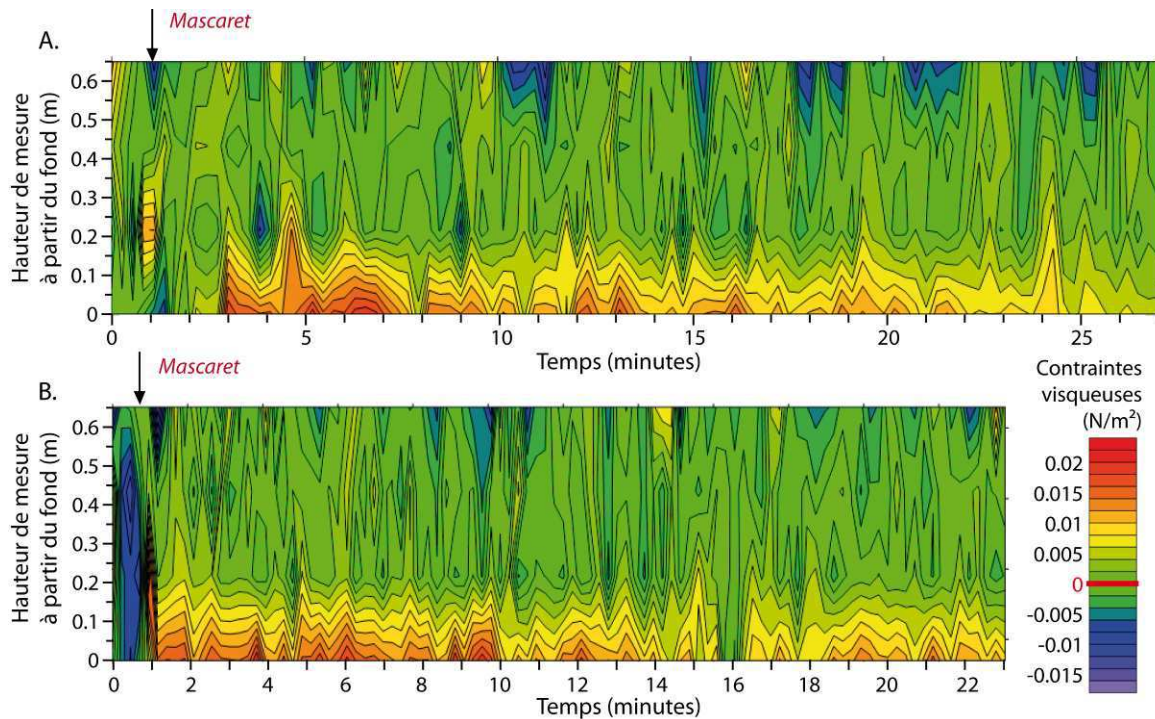


Fig.III. 52 : Calcul de la contrainte visqueuse à partir des données ADCP des cycles de marée A. du 10 mars 2012 et B. du 11 mars 2012

Les contraintes visqueuses sont également calculées dans les cas de simulation en canal (Fig.III. 53) ce qui permet une approche plus haute fréquence du phénomène (zoom sur 10 secondes autour du passage du *bore*). Nous présenterons dans ce manuscrit uniquement le mascaret transitoire car les résultats des deux autres cas sont bruités avant et pendant le passage du *bore*.

La Fig.III. 53 présente des artéfacts de mesure avant le passage du mascaret dus au signal très bruité de la vitesse proche du fond et/ou de la réflexion du signal sur des défauts de paroi (Fig.III. 53). Globalement dans la colonne d'eau, les contraintes visqueuses sont du même ordre de grandeur que celles mesurées *in situ* (~ 0.02 à 0.08 N/m^2) avant et après le passage du mascaret, d'une hauteur de z/d_1 à 0.25 , jusqu'en haut de la zone de mesure. En dessous de cette hauteur, les contraintes visqueuses semblent osciller au cours du temps sous les éteules. Sous les phases ascendantes de niveau d'eau (entre un creux et une crête), la contrainte visqueuse est négative (jusqu'à -1.6 N/m^2) alors que lors des phases descendantes (entre une crête et un creux), la contrainte visqueuse est positive (jusqu'à 1.4 N/m^2). Sur la carte figure III.53, les oscillations sont bien marquées, il semble cependant que certaines de ces phases soient amorties. Ces fluctuations de la contrainte visqueuse disparaissent après la cinquième éteule. La valeur de contrainte se rapproche alors des ordres de grandeurs calculées dans le régime de rivière initiale mais également des valeurs mesurées *in situ* à une plus grande échelle de temps.

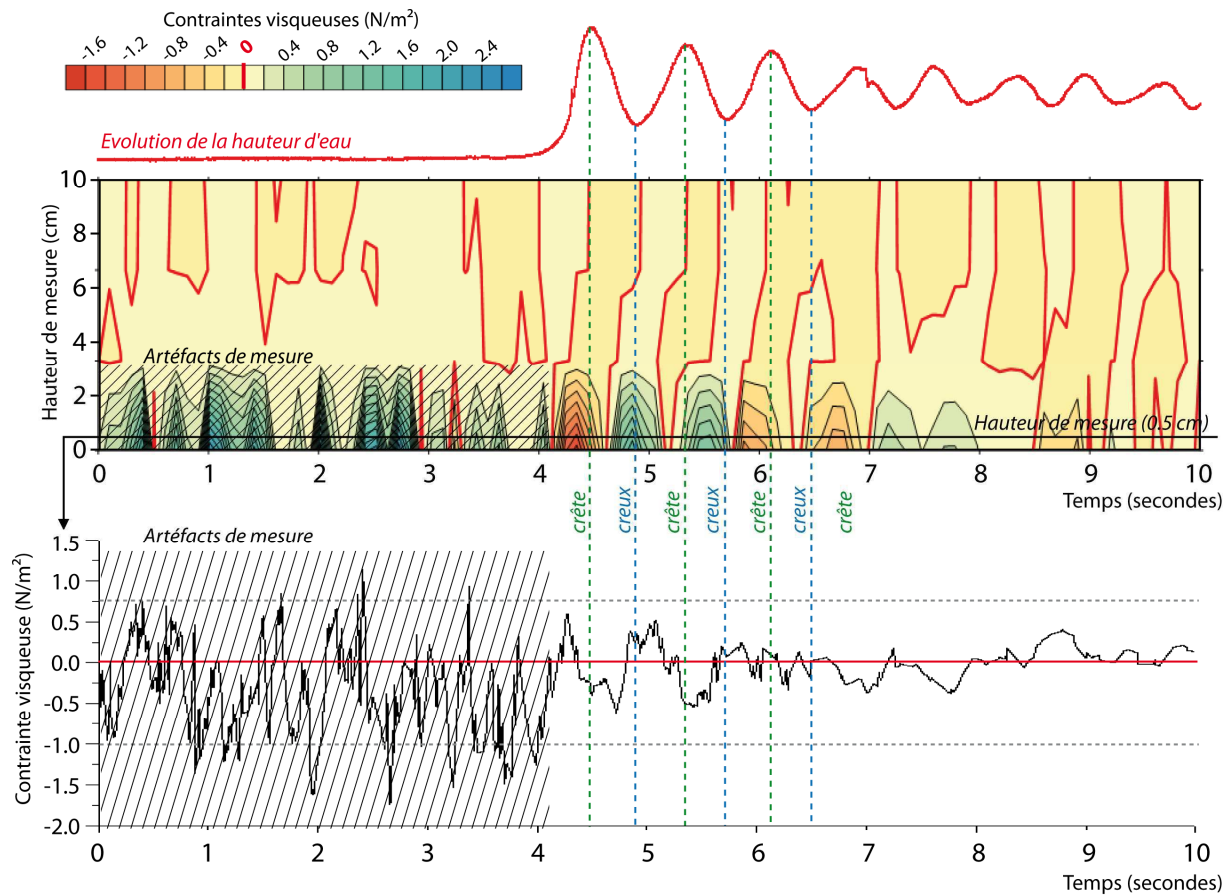


Fig.III. 53 : Carte des contraintes visqueuses dans le cas d'un mascaret transitoire simulé en canal – Evolution temporelle de la contrainte visqueuse à 0.5 cm au-dessus du fond ($z/d_1 = 0.4$)

In situ, les contraintes visqueuses calculées restent très faibles (de l'ordre de -0.015 à 0.02 N/m^2). Elles sont maximales au passage du mascaret puis sont également mesurées sur le fond après le passage (0.02 N/m^2). L'ADCP ne permet pas de réaliser des mesures hautes fréquences sur le passage du mascaret. De plus, les mesures sont réalisées sur des hauteurs de 5 cm ce qui moyenne les vitesses et intègre les forts gradients de vitesse sur le fond. A l'aide des mesures de LDV effectuées dans le canal, il est possible d'accéder à des mesures à haute fréquence de vitesses. Les valeurs atteintes loin du fond sont globalement du même ordre de grandeur que sur le terrain. Une oscillation de la contrainte visqueuse est mise en évidence sur le fond au passage des éteules avec différentes phases situées dans les périodes ascendantes et descendantes du niveau d'eau. Les valeurs de contraintes calculées lors de ces oscillations sont 75 fois plus élevées (jusqu'à 1.6 N/m^2) que dans le reste de la colonne d'eau en canal et *in situ*. Ces oscillations s'atténuent très rapidement (après la cinquième éteule).

5.2. Caractéristiques turbulentes de l'écoulement au passage du mascaret

5.2.1. Contraintes turbulentes tangentielles

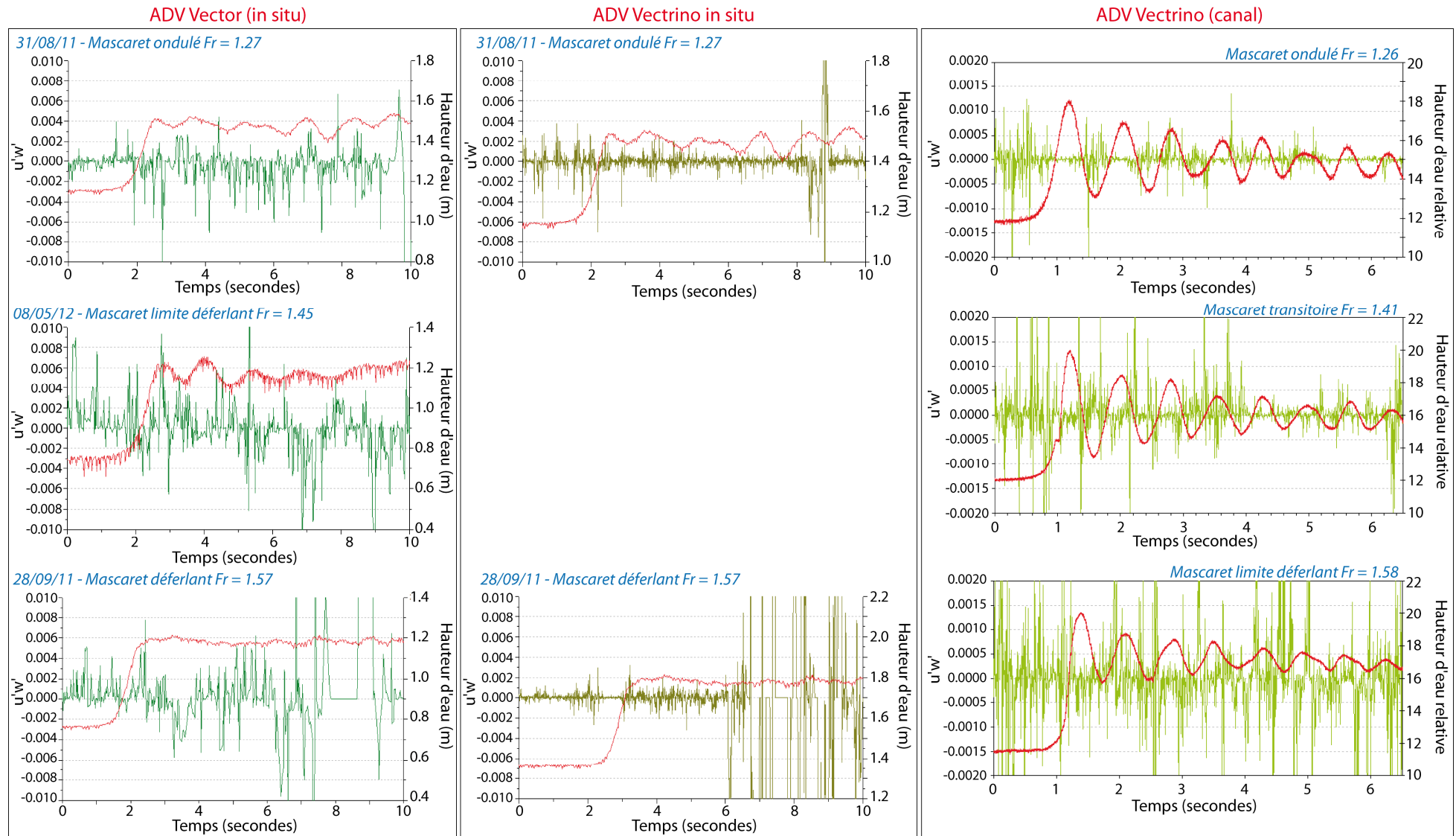
Nous étudions maintenant les contraintes turbulentes tangentielles au point de mesure des ADV situé à $z/d_1 = 0.5$ *in situ* et en canal. La composante de la contrainte tangentielle la plus significative est $-\overline{\rho u'w'}$ qui se trouve dans un plan longitudinal dans la direction de l'écoulement (Fig.III. 54). L'augmentation de la contrainte turbulente tangentielle participe au maintien des particules en suspension.

En canal, le produit des fluctuations $u'w'$ augmente sous le pied du front et sous chacun des creux des éteules pour le mascaret ondulé (entre 0.5 et 1 N/m²). Cette tendance semble être conservée pour une augmentation du nombre de Froude mais le signal est beaucoup plus bruité avec des valeurs de contraintes moyennes plus élevées 2 N/m² pour un mascaret transitoire limite déferlant. Cette augmentation des contraintes avec le nombre de Froude est confirmée par les mesures *in situ* (de 2 N/m² pour un mascaret ondulé jusqu'à des pics de 10 N/m² dans le cas du mascaret déferlant).

Une oscillation des contraintes est enregistrée sur les données de terrain, malgré un signal très bruité. Cette oscillation est la plus marquée sur l'enregistrement de l'ADV Vector du 8 mai 2012 où on observe une succession de contraintes maximales négatives sous les crêtes (jusqu'à 10 N/m²) et positives sous les creux (jusqu'à 4 N/m²) des éteules.

Nous comparons nos valeurs avec les contraintes turbulentes tangentielles mesurées dans un canal dans Simon (2013). Pour un mascaret ondulé ($Fr_1 = 1.33$), les contraintes turbulentes tangentielles sont maximales au passage du *bore* et aucune distinction entre les creux et les crêtes n'est observée. Les ordres de grandeurs atteints évoluent de 3 à 10 N/m² ce qui correspond à nos mesures de terrains tout comme les mesures effectuées dans la Garonne (Reungoat *et al.*, 2012) où la contrainte turbulente est de 2 N/m².

Des calculs de contraintes tangentielles sont réalisés en canal et *in situ* à une même hauteur de mesure avec une technique similaire (ADV). Globalement, la contrainte augmente sous le front du mascaret. Une oscillation est quantifiée dans le cas des mesures *in situ* avec une inversion de la contrainte pour le mascaret transitoire (< 0 sous les crêtes et > 0 sous les creux). En canal, une augmentation de la contrainte sous les creux est significative pour les cas ondulé et transitoire. Pour les mascarets déferlants, les signaux sont bruités et aucune oscillation n'est déterminée. Les ordres de grandeurs sont comparables à ceux des études antérieures (Reungoat *et al.*, 2012 ; Simon, 2013).


 Fig.III. 54 : Produit des fluctuations $u'w'$ calculées à partir des mesures ADV Vector et ADV Vectrino in situ et des mesures ADV Vectrino en canal

5.2.2. Intensité de l'énergie cinétique turbulente (TKE)

La turbulence augmente les capacités de mélange du phénomène. Son intensité est classiquement mesurée par l'énergie cinétique turbulente (TKE). Une seule étude calcule l'évolution de la TKE en lien avec le passage d'un mascaret : Simpson *et al.*, (2004) mesurent dans la rivière une TKE proche de 0 J/m^3 dans la rivière avant le passage du mascaret. Au passage, la TKE augmente brutalement jusqu'à 100 J/m^3 .

La figure III.55 présente l'évolution de la TKE dans le temps *in situ* et en laboratoire. Comme pour le calcul des contraintes, une tendance nette se dégage dans le cas du mascaret ondulé simulé en canal. La TKE augmente fortement au pied du front (jusqu'à $5 \cdot 10^{-3} \text{ J/m}^3$), puis diminue jusqu'à $0.5 \cdot 10^{-3} \text{ J/m}^3$. Sous chacun des creux des éteules, la TKE augmente de nouveau jusqu'à $2 \cdot 10^{-3} \text{ J/m}^3$. Les deux autres cas de mascarets simulés, présentent un signal temporel de TKE beaucoup plus bruité. Des pics de TKE sont toujours enregistrés sous les creux à des valeurs plus élevées (jusqu'à $7 \cdot 10^{-3} \text{ J/m}^3$ dans le cas du limite déferlant). Cette turbulence est induite lorsque l'écoulement décélère, que la contrainte tangentielle est maximale et lorsque le gradient de vitesse est le plus important. *In situ*, un facteur 10 est observé par rapport aux valeurs en canal. Globalement sur les cas présentés, la TKE moyenne augmente après le passage du front. Comme nous l'avons déjà remarqué avant, ces données *in situ* sont bruitées car la dynamique de l'écoulement est plus perturbée. Ainsi, la localisation de la turbulence est plus diffuse. Un pic de TKE est enregistré au passage du front sur les mascarets ondulé et transitoire (jusqu'à $80 \cdot 10^{-3} \text{ J/m}^3$). Après le passage du mascaret, des oscillations de la TKE sont observées uniquement dans le cas du mascaret transitoire. La TKE semble être maximale sous les crêtes contrairement aux observations réalisées en canal. Dans le cas d'un mascaret déferlant *in situ*, la valeur moyenne de TKE augmente après le passage du mascaret sans présenter d'oscillations significatives. Des ordres de grandeurs similaires sont mesurés dans l'étude de Peronne (2010) dans la zone de surf, où l'énergie cinétique turbulente par unité de masse est de l'ordre de $20 \cdot 10^{-3} \text{ J/m}^3$ dans les phases de décélération de l'écoulement.

Globalement la TKE augmente après le passage du mascaret *in situ* et en canal, particulièrement lors de l'augmentation du niveau d'eau au passage du *bore*. Des fluctuations de la TKE sont mises en évidence :

- dans le cas du mascaret ondulé simulé avec une augmentation de la TKE sous les creux des éteules ;
- dans le cas d'un mascaret transitoire *in situ* avec une augmentation de la TKE préférentiellement sous les crêtes des éteules. Cette tendance est retrouvée ponctuellement dans le cas d'un mascaret transitoire simulé.

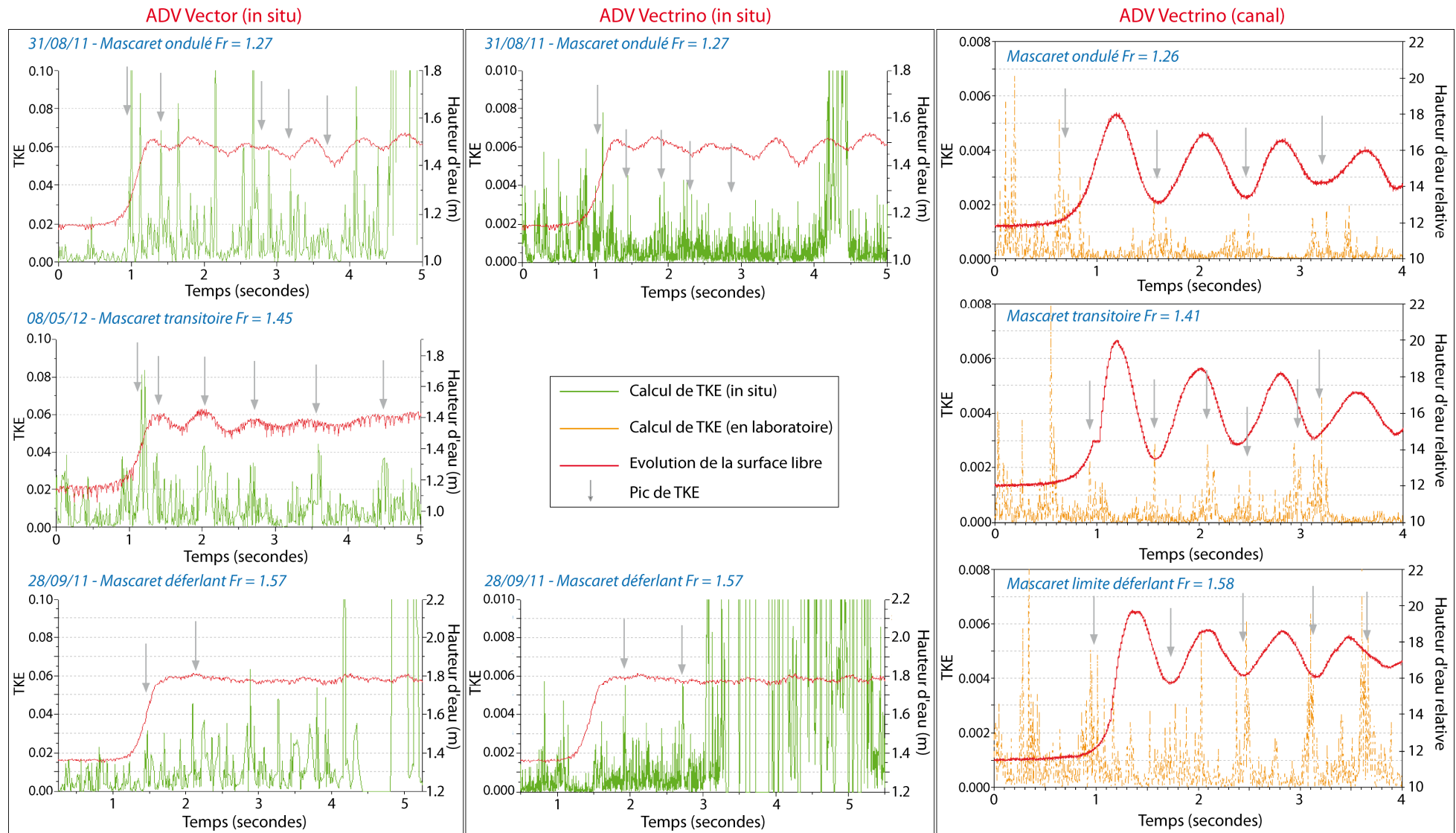


Fig.III. 55 : Energie cinétique turbulente (TKE) calculée à partir des mesures ADV Vector et ADV Vectrino in situ et des mesures ADV Vectrino en canal

5.3. Etude préliminaire sur l'évolution des caractéristiques de la couche limite lors d'un développement de mascaret simulé en canal

Comme évoqué précédemment, la LDV et la table de déplacement nous permettent d'accéder à des valeurs de vitesses de l'écoulement très précises à proximité du fond. Les caractéristiques de la couche limite générée sur le fond apportent des informations importantes sur la possible mise en mouvement des grains. *In situ*, ce type de mesure est actuellement impossible et en laboratoire ce sont les premières mesures de vitesse dans la couche limite lors du passage d'un mascaret.

Dans ce paragraphe nous présentons essentiellement les épaisseurs de la couche limite dans les trois conditions étudiées en canal et la longueur de rugosité (z_0). Dans le cadre de cette étude et plus globalement de l'ANR, la réalisation de ces mesures est le principal objectif des expérimentations réalisées en canal. Cette partie a été exploitée récemment d'où le faible approfondissement de ce paragraphe. Cependant, nous présentons les profils de vitesse dans la couche limite à cinq phases définies sur la figure III.56 pour les trois cas de mascarets simulés.

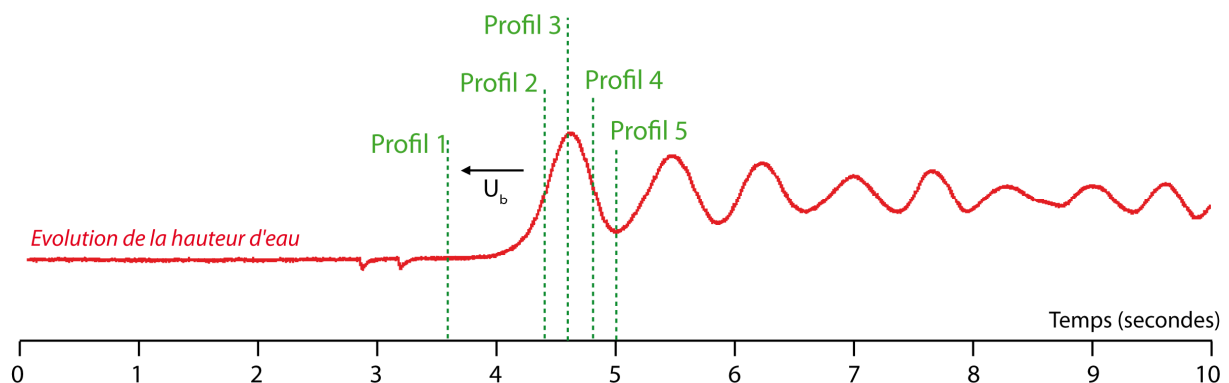


Fig.III. 56 : Localisation des profils de vitesse pour l'étude de la couche limite (avant le passage du mascaret, dans la phase ascendante du front, au sommet du front, dans la phase descendante après le front et dans le premier creux après le front)

Sur certains profils sont notées la longueur de rugosité (z_0) et l'épaisseur de la couche limite supposée (donnée graphique).

L'état hydrodynamique de la couche limite est défini par le nombre de Reynolds de grain (chapitre 1), en fonction de la vitesse d'écoulement et de la rugosité du fond sédimentaire. Le nombre de Reynolds de grains (Re^*) se situe autour de 65 dans le cas du mascaret simulé transitoire. L'écoulement est alors hydrauliquement rugueux. La turbulence inhérente à l'écoulement empêche alors le développement d'une sous-couche visqueuse.

Dans le cas de nos mesures en canal, la longueur de rugosité déterminée graphiquement z_0 est de 200 μm . L'épaisseur de la couche limite totale (δ) est indiquée sur certains des profils où le profil logarithmique se distingue. L'épaisseur de la couche limite varie dans le temps, causée par les variations de vitesse provoquant des instabilités locales qui impliquent un épaissement périodique de la couche limite (Peronne, 2010). Graphiquement, l'épaisseur de la couche limite est difficile à distinguer car les profils de vitesses sont complexes.

Dans le cas des mascarets simulés ondulés, la longueur de rugosité est difficile à définir en raison d'un bruit très important sur les mesures de vitesses. Nous définissons seulement δ qui semble varier entre 30 et 40 mm au cours du temps (25 à 33 % de la colonne d'eau). Le mascaret simulé transitoire est le cas où la couche limite se distingue le plus facilement sur la quasi-totalité des profils de vitesse. δ est de l'ordre de 40 à 50 mm (33 à 41 % de la colonne d'eau). Pour le cas du mascaret déferlant, une augmentation de l'épaisseur de la couche limite semble être observée au cours du temps, passant d'une épaisseur de 20 à 45 mm (16 à 37 % de la colonne d'eau).

La couche limite est déjà très développée dans le régime de rivière. Les profils de vitesse sont ensuite très perturbés. La couche logarithmique est alors difficile à distinguer et la sous-couche visqueuse n'est pas représentée. Cela s'explique par le fait que l'écoulement est considéré comme « hydrauliquement rugueux » (avec un $Re^* > 65$).

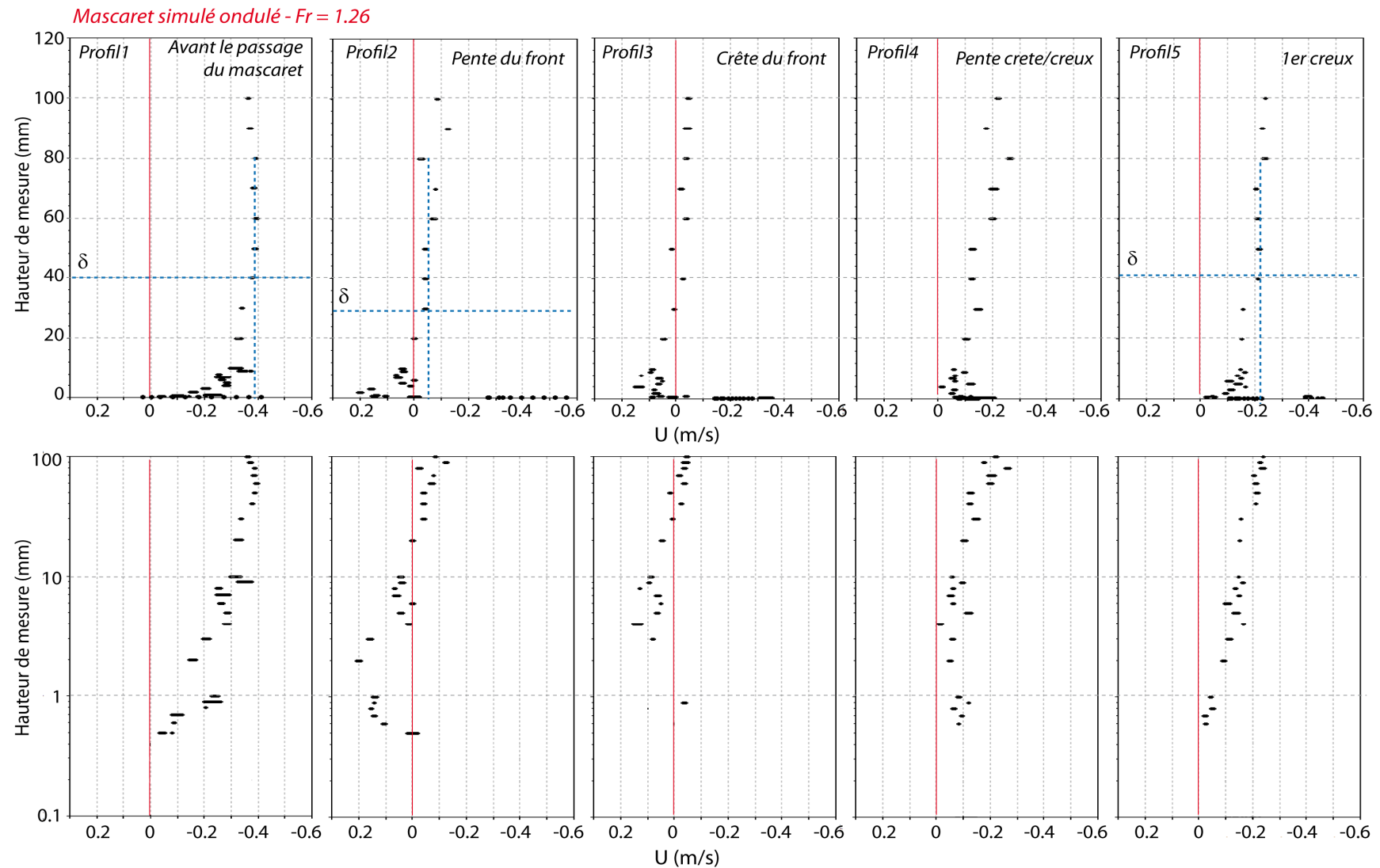


Fig.III. 57 : Profils de vitesses à cinq phases dans le cas du mascaret simulé ondulé. Profils échelle linéaire (en haut) et semi-logarithmique (en bas) (distinction de l'épaisseur de la couche limite δ)

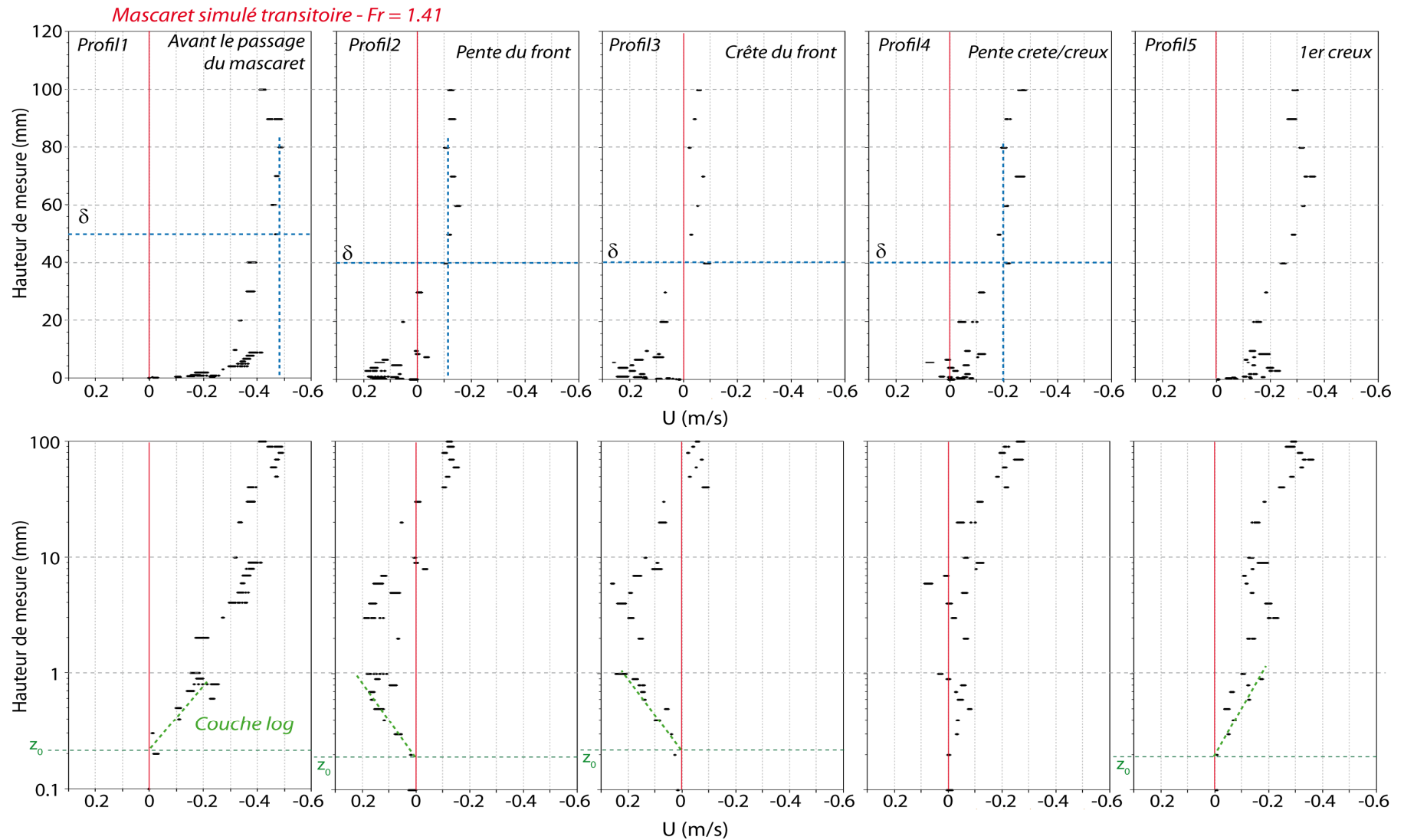


Fig.III. 58 : Profils de vitesses à cinq phases dans le cas du mascaret simulé transitoire. Profils échelle linéaire (en haut) et semi-logarithmique (en bas) (distinction de l'épaisseur de la couche limite δ et la longueur de rugosité z_0)

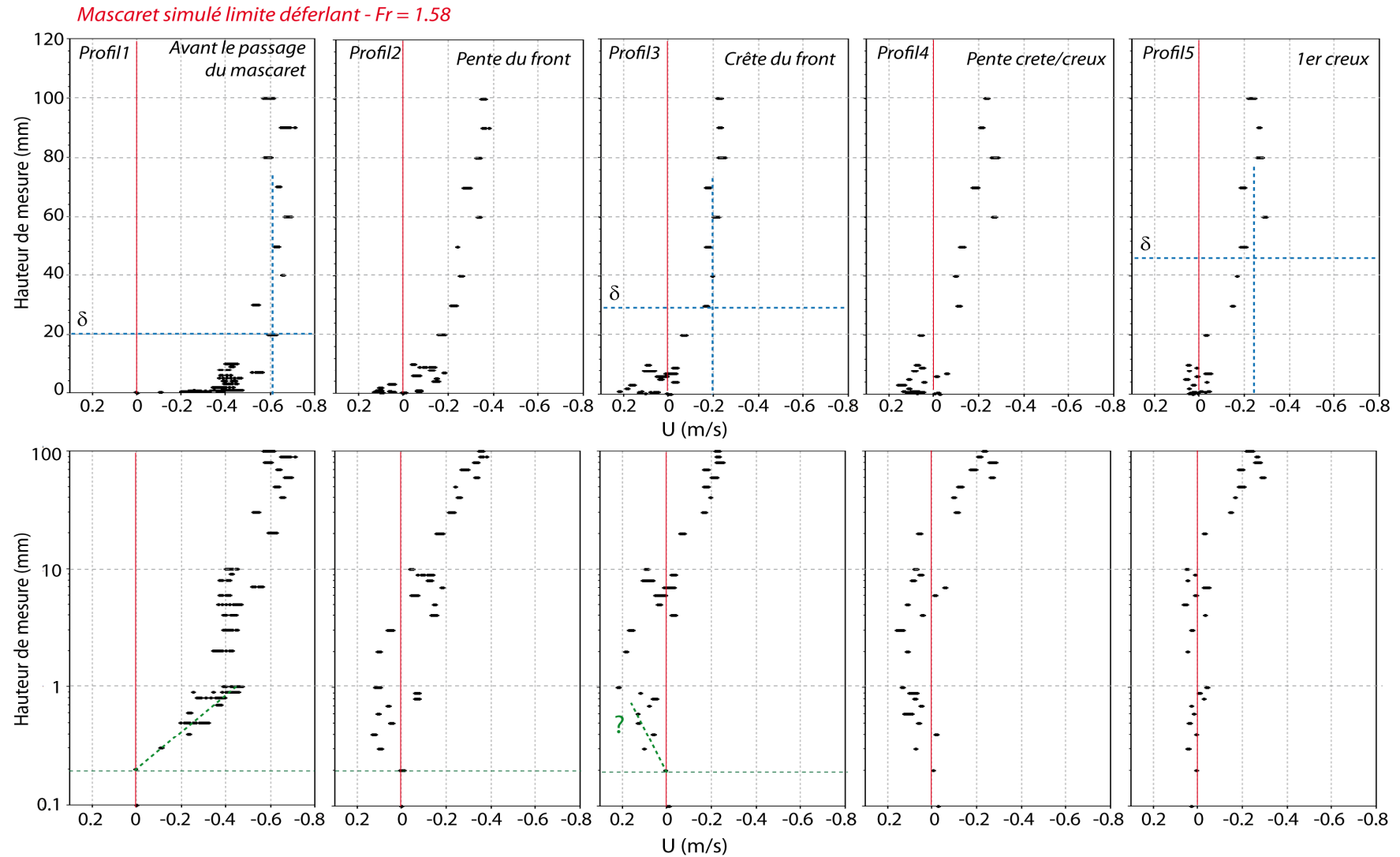


Fig.III. 59 : Profils de vitesses à cinq phases dans le cas du mascaret simulé limite déferlant. Profils échelle linéaire (en haut) et semi-logarithmique (en bas) (distinction de l'épaisseur de la couche limite δ et la longueur de rugosité z_0)

6. Conclusion

Cette étude apporte un complément à la littérature en permettant de comparer sur un même site de mesure le comportement de l'écoulement lors du développement d'un mascaret ondulé, d'un mascaret transitoire et d'un mascaret déferlant. La similitude de Froude est utilisée afin de comparer ces mesures avec des mascarets simulés en canal. Le nombre de Froude dépendant de la vitesse du *bore* (U_b), de la vitesse initiale (V_1) et de la morphologie peut être erroné par une mauvaise estimation de l'un de ces paramètres (principalement la mesure de U_b).

Trois cycles de marée instrumentés sont tout de même choisis pour comparer les caractéristiques de l'écoulement des mascarets se développant *in situ* et les simulations en canal en fonction de Fr_1 . Une bonne corrélation est observée entre l'approche terrain et les simulations. Nous pouvons donc décrire l'écoulement au passage des différents types de mascaret.

Une distinction est réalisée entre le développement de mascaret ondulé et transitoire et le développement d'un mascaret déferlant.

Lors du développement d'un mascaret ondulé *in situ*, U diminue au pied du front, s'inverse, augmente dans le sens aval/amont et oscille au passage des éteules. W augmente dès le passage du mascaret vers le haut de la colonne d'eau et oscille en déphasage avec les éteules en s'inversant dans les phases descendantes de niveau d'eau (vers le fond). Les mêmes observations sont réalisées dans le cas du canal, excepté pour l'inversion de vitesse U qui a lieu uniquement sur le fond (sous les crêtes). Les phases d'accélération et de décélération de l'écoulement sont corrélées entre le terrain et le laboratoire. Les accélérations A_x sont mesurées dans les phases ascendantes du niveau d'eau tout comme les accélérations A_z vers le fond. Les phases de décélération A_x et les accélérations vers le haut A_z sont quant à elles repérées lors des baisses du niveau d'eau.

Les contraintes turbulentes et l'énergie cinétique turbulentes, augmentent sous les creux des éteules et diminuent sous les crêtes. La turbulence est donc maximale lors des phases de décélération de A_x et du maximum de l'accélération A_z vers le haut de la colonne d'eau.

L'augmentation de la contrainte visqueuse (uniquement sur le fond) est également corrélée avec l'augmentation de la contrainte turbulente et la TKE sous les creux des éteules.

Le profil dans la couche limite lors de cette phase d'augmentation de la turbulence est perturbé. L'écoulement est probablement très cisailé.

Toutes ces observations concernant le mascaret ondulé sont récapitulées sur la figure III.60. Les évolutions des différents paramètres sont schématisées.

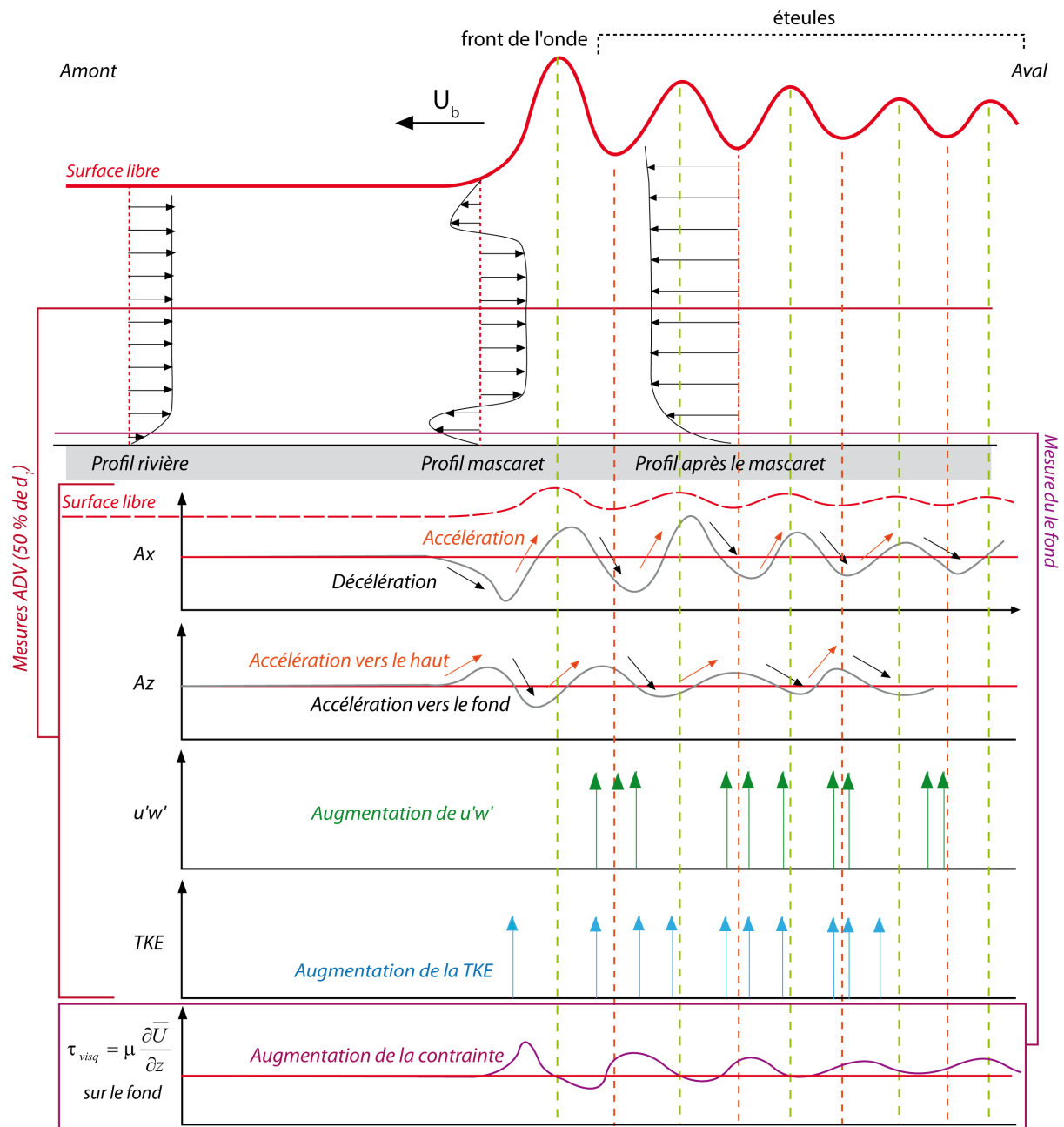


Fig.III. 60 : Synthèse des principaux paramètres de l'écoulement étudié pour un mascaret ondulé

Dans le cas d'un mascaret déferlant, nous constatons une augmentation globale de tous les paramètres lors du passage du mascaret (TKE, contraintes turbulentes, et contraintes visqueuses). Le profil de vitesse dans la couche limite est très perturbé à partir du passage du *bore*. Une différence importante est cependant constatée sur l'évolution de la vitesse verticale (W). Lors du passage une augmentation de W est constatée vers le haut de la colonne d'eau. Ensuite, W reste dirigée vers le haut et ne s'inverse pas.

Chapitre 4

Dynamique des matières en suspension de l'échelle du mascaret à celle de la marée

1.	INTRODUCTION.....	185
2.	METHODES DE MESURE SUR LES MATIERES EN SUSPENSION (MES) : CONCENTRATION ET GRANULOMETRIE.....	186
2.1.	Méthode acoustique de mesure des concentrations : Calibration du signal ADV.....	187
2.1.1.	Calibration de l'ADV (Acoustic Doppler Velocimeter) Vector.....	190
2.1.2.	Calibration de l'ADV Vectrino.....	191
2.2.	Méthode optique de mesure de concentration : Calibration de l'OBS et de l'ASM Argus	192
2.2.1.	OBS (Optical Backscatter Sensor).....	193
2.2.2.	Perche Argus © ASM (Argus Surface Meter).....	196
2.3.	Méthode par prélèvement direct : mesures de concentration et analyse granulométrique	197
2.3.1.	Echantillonnage in situ – méthode de prélèvements.....	197
2.3.2.	Calibration des pompes de prélèvements in situ	200
2.3.3.	Analyses des MES au granulomètre laser	203
2.4.	Comparaison des méthodes de mesure de la concentration en MES utilisées in situ.....	204
3.	EVOLUTION DES CONCENTRATIONS EN MES SUR UN CYCLE DE MAREE AVEC LE DEVELOPPEMENT D'UN MASCARET	206

3.1.	Evolution des concentrations en MES dans la colonne d'eau à l'échelle d'un cycle de marée soumis au développement d'un mascaret	208
3.2.	Evolution des concentrations en MES dans la colonne d'eau pendant le passage du mascaret.....	217
3.3.	Conclusion sur l'évolution des concentrations en MES sur des cycles de marées impactés par un mascaret.....	222
4.	EVOLUTION DES CONCENTRATIONS EN MES A LONG TERME (PLUSIEURS CYCLES DE MAREES DE VIVES EAUX) – INFLUENCE DE FACTEURS EXTERIEURS.....	223
5.	EVOLUTION DE LA GRANULOMETRIE DE LA MATIERE EN SUSPENSION.....	228
5.1.	Choix des échantillons et sources d'erreurs sur la mesure	229
5.1.1.	Choix des échantillons.....	229
5.1.2.	Conditions d'analyse et sources d'erreurs.....	230
5.2.	Choix des paramètres granulométriques à étudier et résultats	231
6.	CONCLUSION.....	237

1. Introduction

Plusieurs études ont démontré une influence marquée du mascaret sur le transport sédimentaire en domaine estuarien tandis que d'autres travaux concluent que le mascaret n'est pas le facteur principal de remise en suspension, et que les courants de marée suffisent (Wolanski *et al.*, 2004 ; Uncles *et al.*, 2006). Ces conclusions plutôt contradictoires résultent du peu de mesures *in situ* sur la remise en suspension ou le transport de sédiment lors d'un mascaret (Chapitre 5). Dans tous les travaux existant (Chen *et al.*, 1990 ; Kjerfve et Ferreira, 1993 ; Wolanski *et al.*, 2004 ; Simon *et al.*, 2011 ; Fan *et al.*, 2012), les résultats se basent sur des mesures *in situ* ou des observations ponctuelles dans le temps. Afin de palier à ce manque de mesures et de tenter de quantifier l'influence réel du mascaret sur les sédiments et le transport sédimentaire, nous avons réalisé des mesures de concentration en matières en suspension (MES) sur 21 cycles de marée.

Mesurer les concentrations en MES dans un environnement estuarien comporte de nombreuses difficultés pour obtenir des données exploitables : la fréquence de mesure doit être élevée et idéalement une mesure simultanée doit être réalisée en plusieurs points verticalement. En estuaire, des valeurs de concentrations en MES très élevées sont généralement associées à la zone du bouchon vaseux, induisant une saturation du signal de nombreux instruments (à partir de 5 à 10 g/L selon l'électronique des appareils). Cette zone de turbidité maximum (ZTM) correspond à une accumulation de particules en suspension dans les estuaires macrotidaux. Les concentrations en MES en surface dépassent 1 g/L et plusieurs centaines de g/L sur le fond (vase fluide) (Castaing et Allen, 1981 ; Dyer, 1986 ; Sottolichio et Castaing, 1999 ; Robert, 2004). Des phases d'érosions et de dépôts sont repérées à différentes échelles (à celle d'une marée ou à celle des saisons) : érosion à mi-flot et mi-jusant puis dépôt lors des étales. Sur le fond, la couche de vase fluide est séparée du reste de la colonne d'eau par une lutocline (Abril *et al.*, 1999).

Lorsque l'estuaire permet le développement d'un mascaret, les concentrations en MES peuvent atteindre plusieurs dizaines de g/L en suspension (Chanson *et al.*, 2011 et Lin *et al.*, 2011 cité dans Fan *et al.*, 2012) (cf. paragraphe 5.3, Chapitre 1).

Dans ce chapitre, nous tentons de répondre à deux problématiques :

- i) Tout d'abord concernant la méthodologie utilisée dans la détermination du paramètre de la concentration en MES. Ce paramètre est encore difficile à mesurer de manière fiable (même dans les environnements calmes). Dans notre cas, la tangue possède des propriétés particulières et la concentration en MES peut atteindre des valeurs de plusieurs dizaines de g/L auxquelles

s'ajoute le mascaret, phénomène rapide et turbulent. Ces différentes contraintes entraînent une recherche poussée de l'instrumentation la mieux adaptée à la mesure de la concentration en MES dans un mascaret. Plusieurs instruments ont été utilisés et calibrés en laboratoire, puis déployés *in situ*, ce qui nous a permis de comparer différentes méthodes de mesure. Cette étude méthodologique représente un point critique pour cette étude et constitue un apport certain en instrumentation ;

- ii) Concernant la détermination de l'impact réel du mascaret sur le sédiment. Les évolutions de concentration en MES sont étudiées à plusieurs échelles de temps : la marée, celle du mascaret, à long terme (plusieurs cycles de marées). A partir des données obtenues, nous proposons également une description des paramètres granulométriques des sédiments en suspension. Sur la base de ces différents paramètres (concentration en MES et granulométrie) acquis dans la baie du Mont-Saint-Michel, nous proposons un modèle d'évolution de la concentration en MES dans la colonne d'eau dans une rivière soumise à un mascaret.


2. Méthodes de mesure sur les matières en suspension (MES) : concentration et granulométrie

La difficulté de choisir un instrument répondant à toutes nos exigences de mesures du paramètre de concentration en MES a été évoquée dans l'introduction : i) fréquence d'acquisition élevée ; ii) instrumentation robuste ; iii) mesures simultanées en plusieurs points ; iv) problème de saturation de l'appareil à des valeurs élevées de concentration ; et v) temps de traitement de la mesure rapide. Afin de faciliter ce choix, nous présentons différentes méthodes.


Van Rijn (2007) réalise une synthèse sur les méthodes de mesure de la concentration en sédiment dans un écoulement. Les instruments de mesure peuvent être classés selon deux types (Fig.IV. 1) : méthodes mécaniques et méthodes électroniques. Les méthodes mécaniques (bouteilles Niskin, pièges à sédiments, pompes...) sont utilisées pour prélever un échantillon d'eau/sédiment en un point. Les échantillons sont ensuite traités en laboratoire par pesée afin de déterminer les concentrations en MES. Les méthodes de mesures électroniques, acoustiques (ADCP, ADV, ASTM) ou optiques (OBS, LISST), nécessitent une calibration en laboratoire avec le sédiment prélevé sur le site d'étude. Le signal de retour dépend principalement des caractéristiques des particules en suspension (granulométrie, composition et forme).

A.		Paramètres mesurés	Points de mesures	Fréquence d'échantillonnage	Temps d'échantillonnage (minutes)
Nom français	Nom Anglais				
Instruments mécaniques					
Bouteille	Bottle	Concentration	1 point	1 prélèvement puis vidange de l'appareil	1
Piège	Trap	Concentration	1 point		instantané
Echantillonneurs	USP-61	Concentration & Transport	1 point		1
Bouteille Delft	Delft bottle	Transport	1 point		5-30
Pompage	Pump	Concentration	1 point	Dépend du volume prélevé et de la vitesse de pompe	5-15
Instruments électroniques					
OBS - Optique	OBS - Optical	Concentration	1 point	jusqu'à 200 Hz selon l'instrument	instantané
LISST - Optique	LISST - Optical	Concentration & Granulométrie	1 point		
ASM - Optique	ASM - Optical	Concentration	Profil verticaux		
ASTM & UHCM & ADV - Acoustique	ASTM & UHCM & ADV - Acoustic	Concentration & Transport	1 point		
ABS & ADCP - Acoustique	ABS & ADCP - Acoustic	Concentration	Profil verticaux		

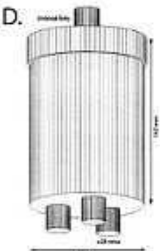
B.



C.



D.



E.




Fig.IV. 1 : A. Tableau récapitulatif des méthodes existantes pour mesurer les concentrations de sédiments en suspension dans un écoulement (d'après Van Rijn, 2007) ; B. Photo d'une Bouteille Delft ; C. Photo d'un échantillonneur avec récipient plastique ; D. Schéma d'un ABS ; E. Photo d'un LISST (OBS : Optical Backscatter Sensor ; LISST : Optical Laser diffraction instruments ; ASM : Argus Surface Meter ; ASTM (ou USTM) : Acoustic (ou Ultra-sonic) Sand Transport Meter ; ADV : Acoustic Doppler Velocimeter ; ABS : Acoustic Backscatter profiling Sensor ; ADCP : Acoustic Doppler Current Profiler)

Aux vues des contraintes liées à notre étude et des moyens disponibles, quatre instruments ont été sélectionnés : une méthode acoustique (ADV), deux méthodes optiques (OBS et ASM) et une méthode mécanique (prélèvements par pompage). Dans les paragraphes suivants, le principe de fonctionnement de chaque méthode est décrit avec la présentation des protocoles de calibration. Chacune de ces méthodes a été calibrée avec de la tange prélevée sur site.

2.1. Méthode acoustique de mesure des concentrations : Calibration du signal ADV

L'ADV (Acoustic Doppler Velocimeter) est une méthode acoustique de mesure de vitesse dans trois directions (Voir paragraphe sur l'ADV chapitre 3). L'ADV permet après la calibration des signaux acoustiques en laboratoire (amplitude, corrélation ou rapport signal sur bruit), de fournir des données de concentrations de MES (Kawanisi et Yokosi, 1997 ; Fugate et Friedrichs, 2002 ; Hosseini *et al.*, 2006 ; Aydin, 2009 ; Sottolichio *et al.*, 2010 ; Chanson *et al.*, 2011). La calibration en concentration

exploite l'amplitude de rétrodiffusion acoustique, reçue en « counts » (proportionnels à des dB avec un facteur d'environ 0.45 pour les instruments Nortek). Pour des concentrations en MES faibles, l'amplitude du signal augmente avec la concentration en MES (Fugate et Friedrichs, 2002 ; Chanson *et al.*, 2008 ; Sottolichio *et al.*, 2010). L'expérience générale de ces auteurs indique que la conversion est fiable pour une gamme de concentration entre 0 et 10 g/L. Pour des concentrations plus élevées (seuil de saturation), l'amplitude de rétrodiffusion diminue (Ha *et al.*, 2009 ; Chanson *et al.*, 2011).

Un exemple de signal brut de la vitesse corrélé avec l'amplitude de rétrodiffusion acoustique est présenté sur la Fig.IV. 2 (mesures du Bateau le 21 mars 2011). Des variations de l'amplitude avec une diminution à 4 secondes et à 10 secondes se produisent en relation avec le bruit important constaté sur le signal de vitesse (« bursts de bruit » Fig.IV. 2). La variation de l'amplitude de rétrodiffusion acoustique peut être liée à une arrivée importante de sédiment ou à la turbulence de l'écoulement.

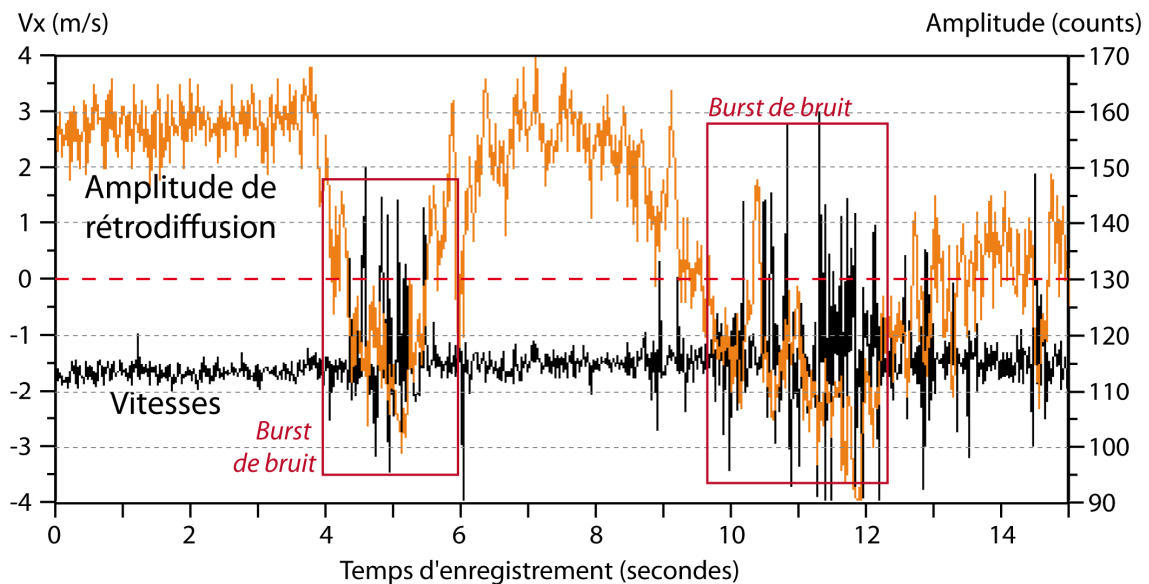


Fig.IV. 2 : Graphique des données brutes de la vitesse longitudinale (U) et de l'amplitude du signal rétrodiffusé associé (mesures de l'ADV Vector) (Mesure réalisée au Bateau le 21 mars 2011)

La phase de calibration en laboratoire permet donc i) de relier une concentration en MES avec une intensité rétrodiffusée et ii) de quantifier l'impact de la concentration en MES sur le signal de vitesse.

Dans notre cas, la calibration de l'appareil acoustique a été réalisée avec du sédiment prélevé *in situ* sur le site du Bateau. Chanson *et al.* (2011) puis Reungoat *et al.* (2012), calibre le même ADV Vector lors de deux campagnes sur le mascaret de la Garonne. Les protocoles de ces études ont été repris, analysés puis améliorés.

Dans le protocole de Chanson *et al.* (2011) et de Reungoat *et al.* (2012), la calibration est réalisée dans un bidon avec un mélangeur à peinture pour homogénéiser le mélange eau/sédiment (Fig.IV. 3). Un poids de sédiment humide connu est inséré dans le bac puis mélangé. La quantité de sédiment augmente par palier. Ainsi, il est possible de tracer la courbe de calibration entre l'amplitude du signal de retour et la concentration en MES. Dans ce protocole, le sédiment pesé est humide et aucune vérification sur les concentrations réelles n'est réalisée par prélèvement au niveau du volume de mesure de l'ADV. Cette méthode entraîne un biais sur la concentration dite théorique dans le bidon du fait de l'inhomogénéité des suspensions (gradient de concentration vertical et transversal).

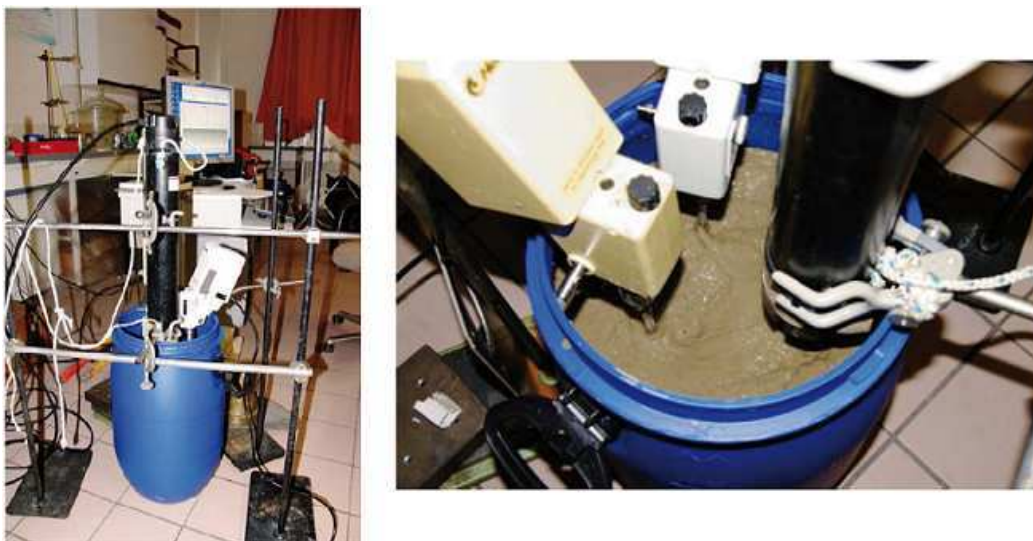


Fig.IV. 3 : Photos du dispositif utilisé afin de calibrer l'ADV Vector avec du sédiment prélevé en Garonne (Dispositif réalisé à l'I2M UMR CNRS 5295 à Bordeaux 1) (Chanson *et al.*, 2011 et Reungoat *et al.*, 2012)

Dans le cadre de notre étude, le protocole suivi est modifié. Le dispositif développé au sein du laboratoire M2C permet de calibrer plusieurs instruments en même temps (ADV Vector, ADV Vectrino et OBS) et des prélèvements à la seringue pour s'assurer des concentrations réelles sont réalisés pour chaque palier. Le montage et le protocole utilisé pour cette calibration est expliquée dans le Chapitre 3 paragraphe 2. De ce chapitre, nous retiendrons qu'une différence est constatée entre la $C_{réel}$ et la C_{th} . La mesure de concentration par pompage s'avère nécessaire dans cette calibration pour obtenir une $C_{réel}$.

La qualité du signal de l'ADV est fortement influencée par les valeurs de concentrations en MES. A partir d'une concentration de 15 g/L, le bruit devient très important et le signal de vitesse, bien que filtré, n'est pas considéré comme fiable. Les paramètres de qualité du signal (Amplitude, rapport signal sur bruit et Corrélation) peuvent alors être utilisés pour estimer la concentration en MES après une calibration.

2.1.1. Calibration de l'ADV (Acoustic Doppler Velocimeter) Vector

Dans le cadre de la calibration de l'ADV Vector pour la détermination de la concentration en MES, seul le paramètre de l'amplitude de rétrodiffusion du signal est analysé (cf. Chapitre 3), l'amplitude étant fortement dépendante de la variation de concentration en MES dans l'écoulement. La courbe de calibration que nous avons établie (Fig.IV. 4) présente trois phases d'évolutions différentes. Les deux premières phases représentent la transition entre la rétrodiffusion acoustique et l'absorption à un seuil de 3.5 g/L. Dans d'autres études (Ha *et al.*, 2009 ; Sottolichio *et al.*, 2010), les réponses des ADV (différents de celui utilisé dans notre cas) sont comparables et la transition rétrodiffusion/absorption s'établit dans des gammes de concentrations similaires (~ 5 g/L).

Le deuxième seuil de concentration se situe à 47 g/L (3^{ème} phase) à partir duquel une grande variation de concentration en MES pour une faible variation de l'amplitude se produit. Plusieurs études montrent cette 3^{ème} phase, avec un seuil de concentration différent selon le type de sédiment (Sottolichio *et al.*, 2010). A partir de ce seuil de concentration, la valeur de concentration en MES déduite à partir d'une valeur d'amplitude est accompagnée d'une large barre d'erreur. Cela permet cependant, d'obtenir un ordre de grandeur de la concentration en MES.

Trois courbes de calibration sont proposées avec leurs équations :

- Pour une concentration $C_{ADV} < 3.5 \text{ g/L}$: $C_{ADV} = 0.0584 \times \text{Ampl} - 7.0996$
- Pour une concentration $3.5 \text{ g/L} < C_{ADV} < 47 \text{ g/L}$: $C_{ADV} = 123.51 \times e^{-0.0175 \times \text{Ampl}}$
- Pour une concentration $C_{ADV} > 47 \text{ g/L}$: $C_{ADV} = 422.43 - 6.907 \times \text{Ampl}$

La 3^{ème} phase n'est pas utilisée pour la conversion du signal d'amplitude en concentration en MES car les erreurs sur la mesure sont jugées trop importantes.

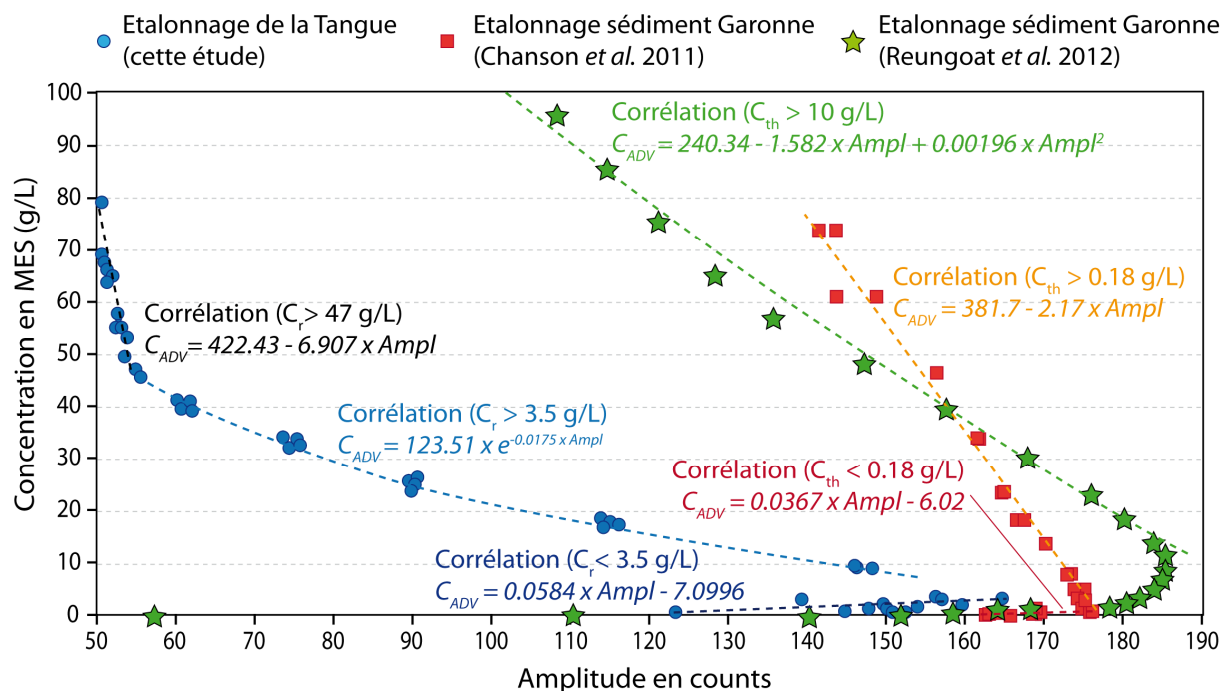


Fig.IV. 4 : Comparaison des calibrations réalisées avec l'ADV Vector dans deux études sur la Garonne (en rouge et vert) et notre étude (en bleu) (Chanson et al., 2011 ; Reungoat et al., 2012)

Ces courbes de calibration sont comparées à des courbes de calibration réalisées à l'aide du même ADV mais sur des vases de Garonne (Chanson et al., 2011 ; Reungoat et al., 2012) (Fig.IV. 4). Lors de la première phase (C_{th} inférieures à 3.5 g/L), C_{ADV} sont du même ordre de grandeur dans les trois études. Ensuite, les écarts sont importants allant jusqu'à 80 g/L de différence pour une même amplitude.

Les différences de granulométrie, de composition et de forme des particules entre des vases de Garonne et de la tangué de la Sée sont les principales raisons des différences des courbes de calibration. De plus, le protocole de calibration utilisé n'est pas le même.

Dans tous les cas, pour réaliser une inversion des signaux ADV sur une mesure *in situ*, il est fondamental de la coupler avec une autre mesure de la concentration en MES fiable pour choisir la bonne courbe de calibration.

2.1.2. Calibration de l'ADV Vectrino

L'ADV Vectrino a également été calibré en concentration dans la cuve dans les mêmes conditions que l'ADV Vector (Fig.IV. 5).

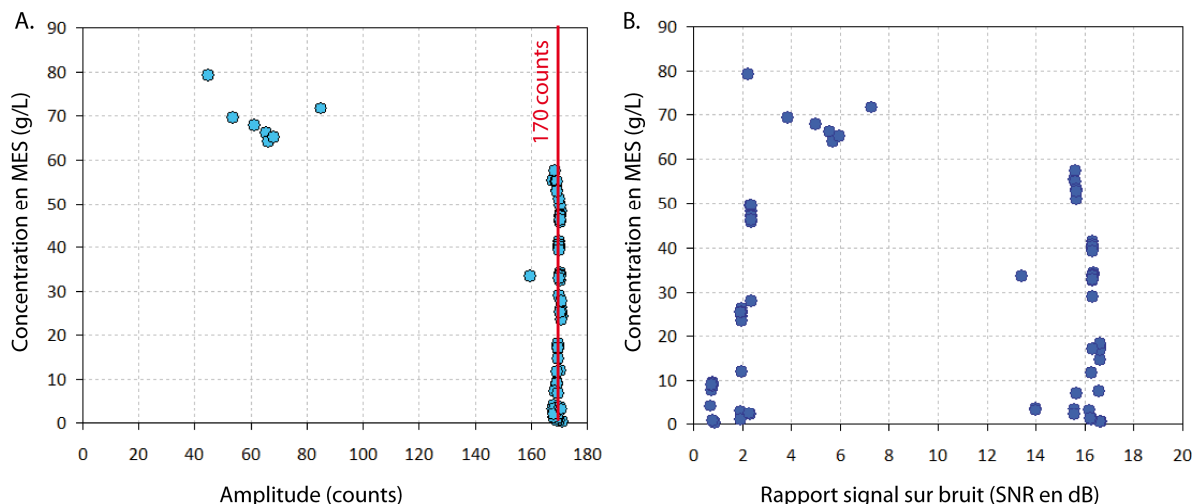


Fig.IV. 5 : Paramètres enregistrés par le Vectrino en fonction de la concentration en MES (test de calibration en cuve). A. Concentration en MES en fonction de l'amplitude ; B. concentration en MES en fonction du Rapport signal sur bruit (SNR)

Il semble que l'amplitude de rétrodiffusion acoustique soit fixe à 170 counts et ne varie pas pour des concentrations de 0 à 60 g/L. Pour des concentrations supérieures à 60 g/L, l'amplitude diminue brutalement jusqu'à 40 counts. Aucune variation progressive des paramètres ni aucune tendance ne se dégage sur les courbes de calibration. L'ADV Vectrino ne semble donc pas adapté pour réaliser des mesures de concentration en MES sur de la tangue.

Grâce aux signaux ADV, il est théoriquement possible de calculer les concentrations en MES dans un écoulement. La calibration en laboratoire avec du sédiment prélevé *in situ* est essentiel pour chacune des études (résultats très différents entre les vases de la Garonne et pour la tangue de la baie du Mont-Saint-Michel). Les résultats de C_{ADV} présentés dans ce chapitre correspondent uniquement à la conversion des signaux provenant de l'ADV Vector, l'ADV Vectrino ne semblant pas adapté à l'inversion acoustique sur de la tangue.

Le couplage de cette mesure avec une mesure directe apparaît essentiel pour déterminer la courbe de calibration à utiliser.

2.2. Méthode optique de mesure de concentration : Calibration de l'OBS et de l'ASM Argus

On définit la notion de turbidité comme la propriété optique responsable de la dispersion et de l'absorption de la lumière. Deux méthodes optiques ont été utilisées : un OBS (Optical Backscatter Sensor) et une perche ASM (Argus Surface Meter). Ces deux méthodes mesurent la lumière rétrodif-

fusée par les particules en suspension. Pour calculer la concentration en MES à partir de ce paramètre, une calibration est nécessaire.

2.2.1. OBS (Optical Backscatter Sensor)

Principe de fonctionnement de l'OBS

Les mesures réalisées avec l'OBS consistent en l'émission de rayons haute intensité infrarouge (IRED) d'une longueur d'onde de 875 nm dans le milieu. Dans une eau turbide, ces rayonnements sont réfléchis par les particules et retransmis vers le capteur OBS (Fig.IV. 6A.). Il donne ensuite une réponse en volts (entre 0 et 5 volts) convertie en une réponse en NTU (Nephelometric Turbidity Units) (Fugate et Friedrichs, 2002 ; Maa *et al.*, 1992). Cette valeur de turbidité donne une évolution relative de la concentration en MES. La quantité d'infrarouges réfléchis par les particules en suspension dans le milieu est proportionnelle à la turbidité (Rault, 2002 ; Tisserand, 2004). Ce mode de fonctionnement (comme pour la méthode acoustique présentée précédemment), est largement influencé par les caractéristiques des particules : la taille, la forme et la composition des grains. A concentration égale, l'OBS est plus sensible à la vase qu'au sable en raison du rapport superficie/masse plus grand dans le cas des particules fines et leur possibilité de floculation. D'autres paramètres vont influencer la mesure comme la température ou encore la turbulence de l'écoulement qui joue sur la trajectoire des particules (Annexe 5).

Il est donc nécessaire de calibrer l'OBS en laboratoire avec du sédiment prélevé *in situ*. Le principe de base est le même que pour les instruments acoustiques (ADV). Un protocole de calibration est établi pour relier la tension de sortie de l'OBS avec une concentration en MES. Contrairement à la turbidité, les valeurs de concentration en MES permettent la comparaison entre différents sites et types de sédiments.

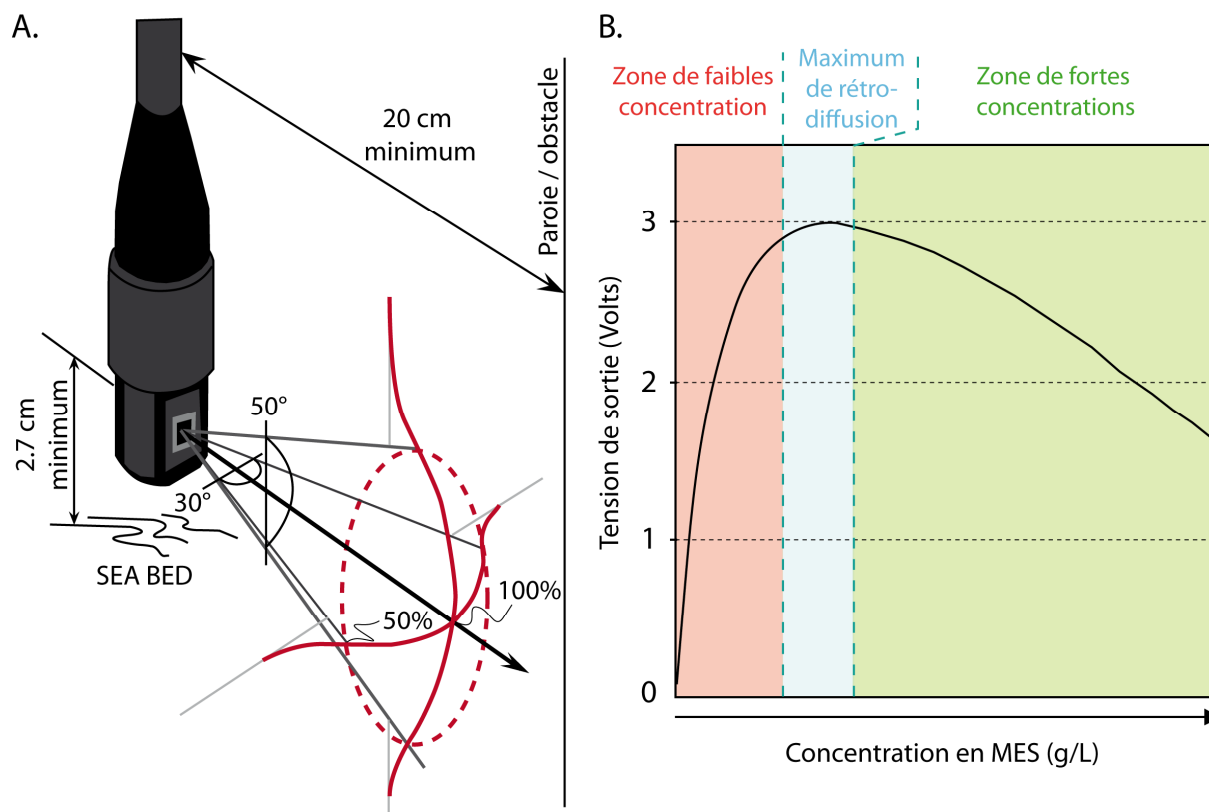


Fig.IV. 6 : A. Schéma du fonctionnement de l'OBS-3 dans un écoulement avec son volume de mesure ; B. Courbe de réponse théorique de l'OBS-3 avec la tension en fonction de la concentration en MES (d'après le manuel d'utilisation de l'OBS)

La réponse théorique de l'OBS en fonction de la concentration en MES (Fig.IV. 6B) expose trois phases : i) une phase de faibles concentrations (en rouge) avec une augmentation de la tension jusqu'à un seuil critique (seuil de saturation) ; ii) une phase de saturation (en bleu) et iii) une phase de fortes concentrations (en vert) avec une diminution de la tension et de la rétrodiffusion du signal par les particules. La réponse d'un capteur OBS à une augmentation de concentration pour une même tension de sortie, peut être associée à deux valeurs de concentrations très différentes. Comme pour l'ADV, une mesure complémentaire de concentration doit être réalisée afin de choisir la bonne équation de calibration.

Etalonnage de l'OBS

La calibration de l'OBS-3 a été réalisée avec de la tange prélevée *in situ* dans le fond du chenal pour des concentrations de 0 à 220 g/L afin d'accéder aux trois zones distinctes de réponses théoriques de l'OBS (gamme proposée dans Tisserand, 2004). La concentration en MES est connue par pompage.

Les courbes de calibration sont connues en comparant la concentration en MES dans le bidon et la tension de sortie de l'OBS (Fig.IV. 7).

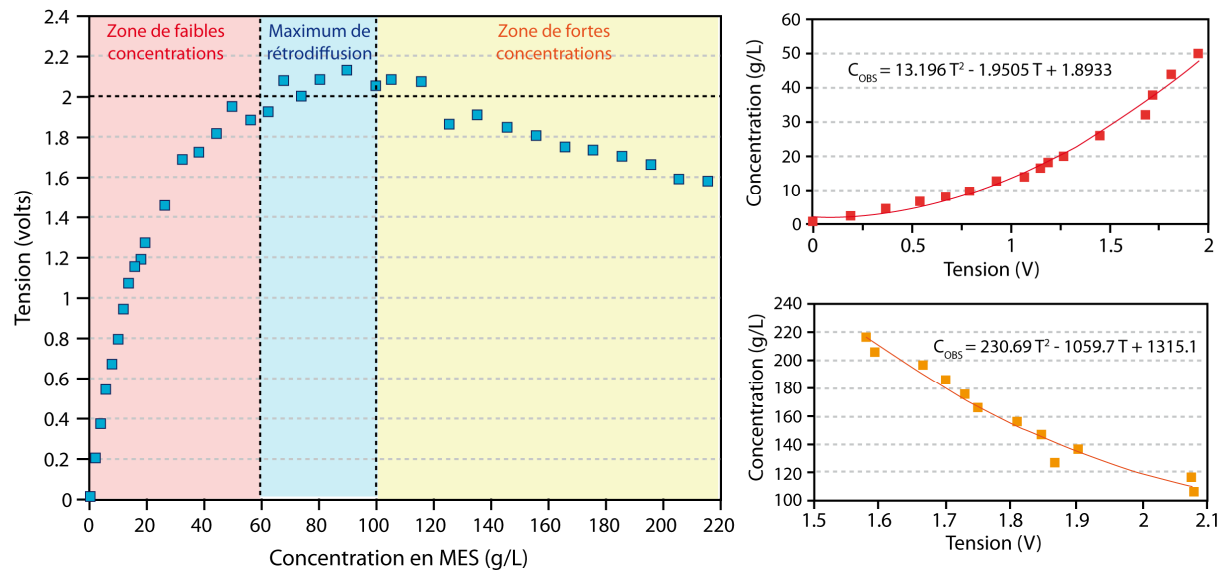


Fig.IV. 7 : Etalonnage de l'OBS en laboratoire avec de la tange, gamme de concentration de 0 à 220 g/L avec les zooms sur les zones de faibles et de fortes concentration – définition des équations de courbes de calibrations

Lors de la calibration, les trois phases distinctes sont observées comme sur la courbe théorique. Le maximum de rétrodiffusion correspondant au changement de régime s'étend de 60 à 100 g/L ce qui correspond à une tension de sortie supérieure à 2 volts. Dans les zones de faibles et de fortes concentrations, le meilleur coefficient de corrélation correspond à des courbes de tendance suivant une loi polynomiale d'ordre 2 :

De 0 à ~ 60 g/L : $C_{OBS} = 13.196 T^2 - 1.9505 T + 1.8933$

De 100 à 220 g/L : $C_{OBS} = 230.69 T^2 - 1059.7 T + 1315.1$

Avec C, la concentration en MES (en g/L) et T, la tension de sortie (en volts)

Le constructeur donne une plage de mesure de concentration en MES de 0 à 4 g/L pour l'utilisation des capteurs en milieu vaseux. Cet OBS-3 a été utilisé jusqu'à des concentrations de 220 g/L en laboratoire, ce qui est en dehors des conditions conseillées d'utilisation. Dans le cas des faibles concentrations (0 à 4 g/L), la précision sur la mesure indiquée par le constructeur est de 2 %. Lorsque l'on se trouve dans des gammes largement plus élevées, la précision est comprise entre 7 et 8 %, soit 4 fois la précision donnée dans la notice constructeur. Il est nécessaire de rester critique sur les calculs de concentration en MES obtenus à l'aide de cet OBS-3. L'OBS-3 a été installé lors de qua-

torze marées. Les résultats de cet instrument sont présentés en Annexe 5 et ne sont pas traités dans le corps de ce manuscrit.

2.2.2. Perche Argus © ASM (Argus Surface Meter)

Principe de fonctionnement de l'ASM

La perche ASM IV Argus est constituée d'une tige rigide de 1.5 m de long et de 3 cm de diamètre, le long de laquelle sont disposés 144 capteurs laser infrarouges (850 nm) de type OBS, espacés régulièrement de 1 cm (Fig.IV. 8A). Chacun des capteurs mesure, à la fréquence minimum de 1 Hz, une « réflectivité » qui correspond à un signal optique rétrodiffusé par les particules en suspension et qui est exprimée en counts selon une échelle entre 0 et 4095 (Gilpin, 2003 ; Laguionie, 2006 ; Sottolichio *et al.*, 2010). Elle permet de réaliser des profils instantanés de turbidité.

Etalonnage de l'ASM en laboratoire

La calibration de l'ASM en laboratoire consiste à associer les valeurs de réflectivité de chaque capteur à des valeurs de concentration en MES. Pour notre étude, la calibration a été réalisée au laboratoire INSA de Rennes par Alain Crave à l'aide du sédiment prélevé sur le site du Bateau. La perche ASM est placée verticalement dans une colonne de plexiglas de 2 m de haut et 30 cm de diamètre dans laquelle sont versées plusieurs préparations de sédiment de concentration pour une gamme de 0 à 30 g/L (Fig.IV. 8B). Lorsque les concentrations sont supérieures à 30 g/L (hors de la gamme de mesure), les capteurs OBS donnent une valeur de 30 g/L. Un brassage a été réalisé afin d'homogénéiser la concentration dans la colonne. Pour chaque valeur de concentration, la perche ASM a enregistré la réflectivité des 144 capteurs pendant 5 minutes à la fréquence de 1 Hz (Fig.IV. 8C). À l'aide des courbes de calibration, il est possible de réaliser des mesures directement *in situ*. Cette perche ASM a été placée lors de la campagne de terrain de mai 2012 sur le site du Bateau et a enregistré l'évolution des concentrations de MES lors de quatre cycles de marée.

Contrairement aux autres méthodes, une seule valeur de concentration en MES est associée à une valeur de signal brut (en counts). Un prélèvement peut être effectué pour les concentrations en MES supérieures à 30 g/L (au-dessus de la gamme de mesure imposée de la perche ASM).

La méthode optique de la perche ASM, possède beaucoup d'avantages. Une fois calibrée en laboratoire, la perche permet une mesure de la rétrodiffusion optique sur une hauteur de 1.44 m avec une fréquence d'acquisition spatio-temporelle élevée. Bien qu'une mesure directe ne semble pas nécessaire, des points de pompages sont réalisés pour palier à l'éventuel dépassement du niveau de saturation (concentration en MES > 30 g/L).

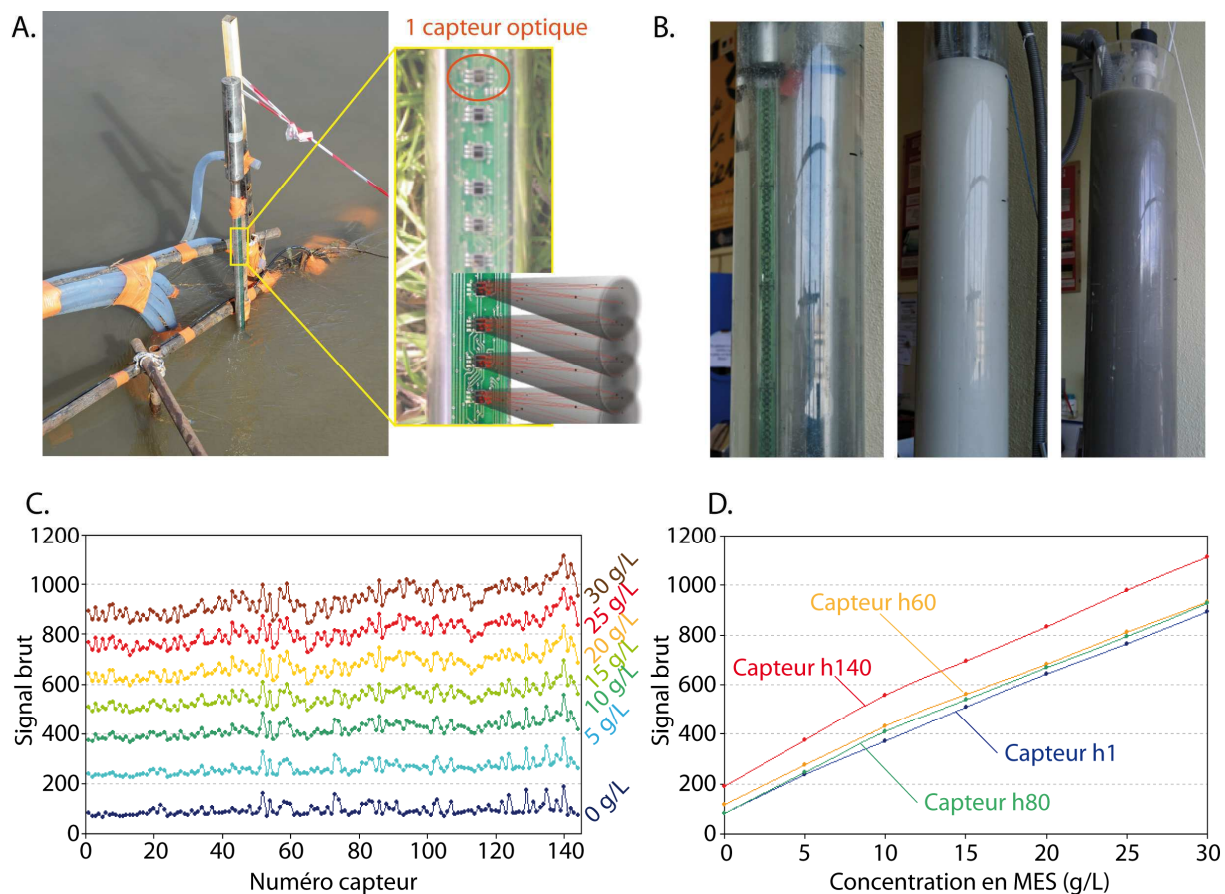


Fig.IV. 8 : Principe de fonctionnement de la perche ASM et calibration des capteurs. A. Perche ASM mise en place sur le terrain, et volume de mesure des capteurs ; B. Photo de différentes concentrations en MES dans le tube utilisé pour la calibration ; C. Etalonnage, signal brut en fonction des numéros de capteurs par concentration testées (de 0 à 30 g/L) ; D. Courbe de calibration de quatre capteurs (h1, h60, h80 et h140). Etalonnage réalisé par Alain Crave (Geosciences Rennes)

2.3. Méthode par prélèvement direct : mesures de concentration et analyse granulométrique

2.3.1. Echantillonnage *in situ* – méthode de prélèvements

Les méthodes de mesure présentées précédemment doivent être couplées avec une mesure de concentration par prélèvement soit i) pour choisir les équations de calibration (ADV et OBS) soit pour ii) élargir la gamme des concentrations en MES mesurées par l'ASM dont la calibration a fixé le seuil de saturation à 30 g/L. Ce type de mesure est répandu grâce aux prélèvements par bouteille Niskin ou pièges à sédiments. Toutes ces méthodes ne répondent pas aux contraintes de mesure (fréquence d'échantillonnage et multiplicité des points de prélèvements).

Dans un premier temps, des prélèvements en un point dans la colonne d'eau ont été réalisés sur onze mascarets. Cela nous a permis de choisir la courbe de calibration pour le calcul de la concentration en MES à partir de l'OBS et de l'ADV Vector. Ensuite, un dispositif a été développé répondant aux différentes contraintes : i) placer les volumes de mesures précisément ; ii) réaliser des prélèvements à plusieurs élévations verticales ; iii) prélever à une fréquence d'au moins 1 Hz.

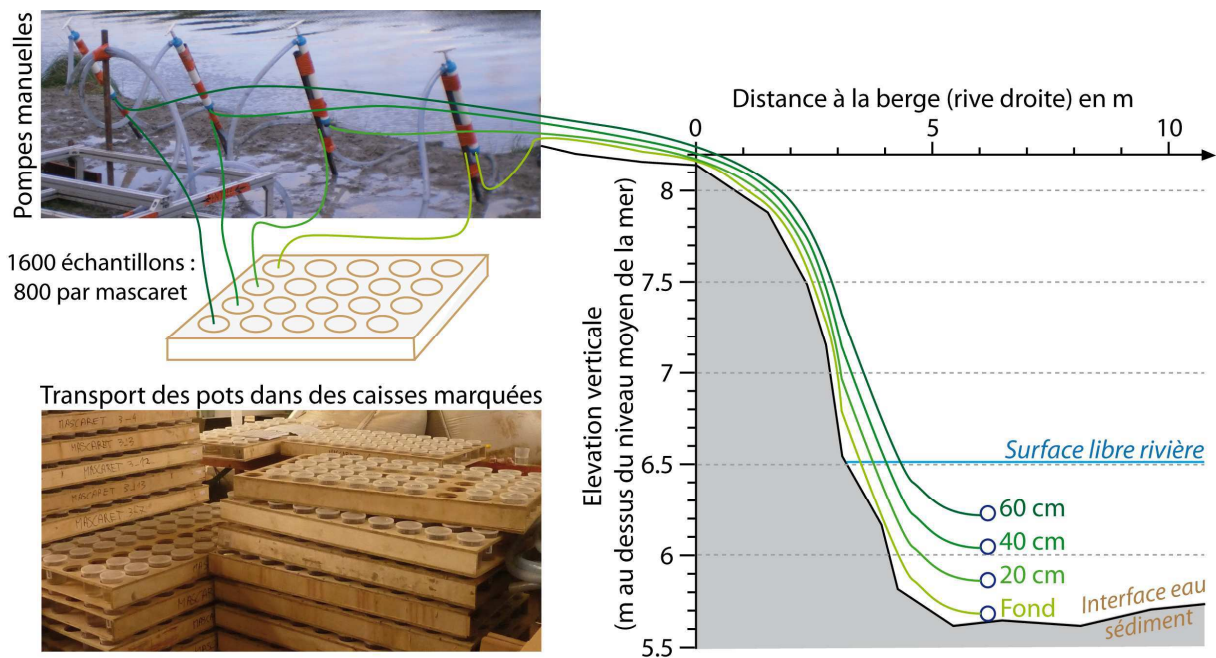


Fig.IV. 9 : Principe de prélèvement dans la Sée avec les quatre tuyaux placés au fond, à 20, 40 et 60 cm au-dessus du fond. Prélèvement par quatre pompes manuelles, dans des pots numérotés ramenés en laboratoire (Bathymétrie réalisée à l'aide d'un théodolite)

Le dispositif développé est basé sur le pompage manuel à l'aide de quatre pompes vide-cale et le remplissage de pots de 450 ml. Le pompage est régulier avec un prélèvement toutes les secondes au maximum. Les tuyaux peuvent être placés à l'élévation verticale choisie. Ce dispositif bien que lourd à mettre en œuvre répond à tous les critères imposés initialement. Le dispositif a pu être utilisé sur le terrain en mai 2012 simultanément au déploiement de l'ASM. Les mesures ont été réalisées sur deux cycles de marée avec développement de mascaret (7 mai 2012 au soir et 8 mai 2012 au matin). 800 échantillons ont été prélevés par marée.

Les 1600 échantillons ont été ramenés en laboratoire pour être traités. Le volume des échantillons est noté puis l'échantillon est pesé (pesée 1). Une fois pesés, les échantillons sont mis dans une étuve à 45 °C afin de ne pas déstructurer le sédiment. L'échantillon sec est pesé pour déterminer la concentration en MES à chaque instant de prélèvement.

$$MES = \frac{P2 - P3}{V}$$

Avec P2, la pesée 2 (pot + sédiment) ; P3, la pesée 3 (pot) ; le volume étant obtenu à partir de P1 (la pesée 1) et vérifié avec le volume noté au moment du prélèvement. Les 4800 pesées ont été réalisées à l'aide d'un dispositif de mesure semi-automatique. Chaque échantillon possède un code barre qui est scanné, puis l'échantillon est pesé sur une balance reliée à un ordinateur. Un programme développé par Laurent Perez (logiciel PETAS), permet l'archivage rapide des données de pesées.

Une fois les concentrations en MES déterminées, 88 échantillons de sédiment sont préservés afin d'analyser leur composition et leur granulométrie.

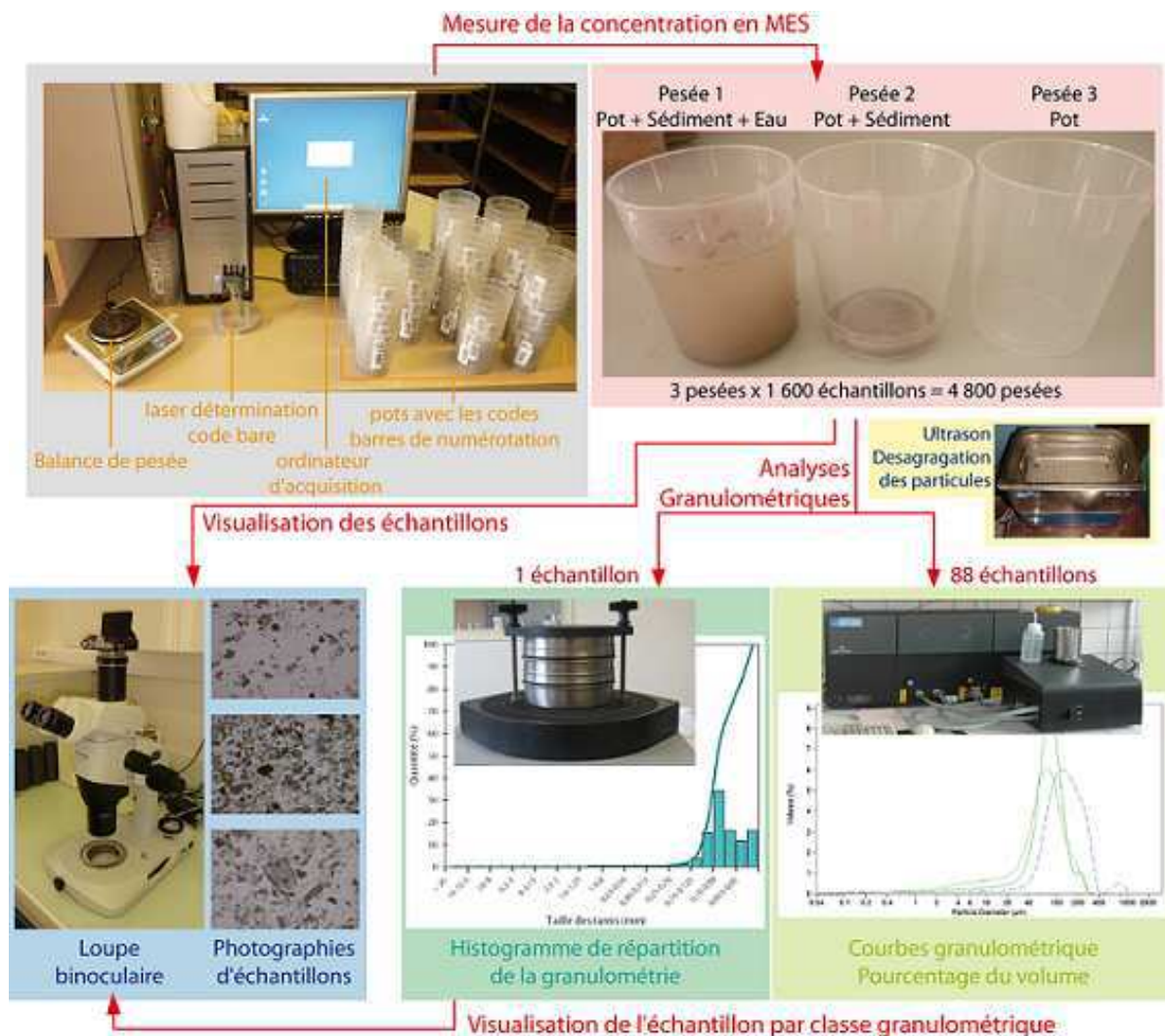


Fig.IV. 10 : Chaîne de mesure en laboratoire sur les échantillons prélevés par pompage. Après la pesée 2 (P2) quelques échantillons sont utilisés pour la granulométrie et la visualisation des échantillons

La méthode de prélèvements par pompage a été principalement développée dans le but de choisir les courbes de calibration pour les mesures par ADV ou OBS et de palier au problème de saturation des capteurs. Cette méthode permet de plus, de réaliser des études complémentaires comme des analyses directes sur les sédiments prélevés (granulométrie, observation à la loupe binoculaire). Elle demeure cependant lourde en terme de mise en œuvre et de traitement.

2.3.2. Calibration des pompes de prélèvements *in situ*

Afin de s'assurer de la fiabilité des concentrations en MES obtenues par la méthode de pompage, une calibration du système a été réalisée également en laboratoire. Le principal problème est de connaître la concentration en MES initiale dans le dispositif de calibration. Pour y pallier, l'expérience est réalisée en circuit fermé avec une recirculation par pompe.

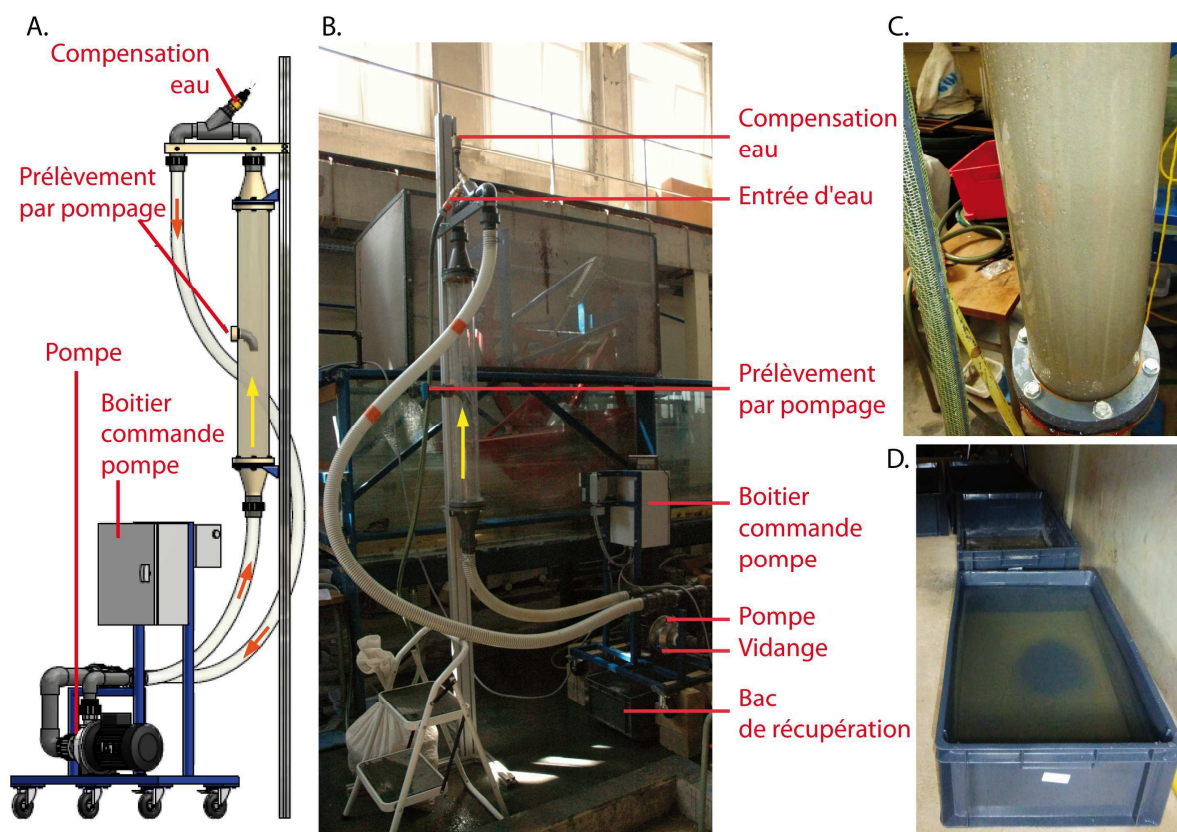


Fig.IV. 11 : Système de calibration des pompes par prélèvement utilisé *in situ* ; A. Schéma du dispositif (réalisé par Sylvain Haquin) ; B. Montage du dispositif au laboratoire M2C à Caen (protocole et mesures réalisés à l'aide de Laurent Perez) ; C. Mise en eau du système et homogénéisation du sédiment (concentration en MES de 50 g/L) ; D. Récupération de la totalité du sédiment introduit dans le dispositif et stockage des bassines

Le protocole développé suit les étapes suivantes :

1. déterminer le volume total du dispositif afin de préparer les échantillons pour les différentes concentrations théoriques choisies (C_{th} de 5, 20 et 50 g/L). Le dispositif a été rempli et vidé 8 fois pour déterminer un volume moyen de 23.73 ± 0.17 Litres.
2. préparation de cinq échantillons de sédiment sec pour chaque concentration théorique¹ (vérification de la répétabilité)
3. expulsion de l'air injecté lors de la mise en eau du circuit, en laissant la pompe en marche (compensation par de l'eau).
4. prélèvement de deux échantillons « blancs » pour vérifier la concentration en MES initiale (C_{blanc})
5. insertion d'un échantillon de sédiment sec (masse connue) dans le système. Mise en route de la pompe pendant une dizaine de minutes afin d'homogénéiser le mélange dans la totalité du dispositif. Nous considérons dans le dispositif la concentration en MES réelle ($C_{réel}$). Cette $C_{réel}$ diminue légèrement au cours de chaque expérience au fur et à mesure des prélèvements réalisés.
6. prélèvement de cinq échantillons à l'aide d'une pompe vide-cale et un tuyau de prélèvement identiques à ceux utilisés *in situ* (même diamètre et même orientation).

Les sept échantillons par concentration étudiée (deux blancs + cinq répliquats concentrés) sont pesés et mis à l'étuve à 45 °C (mêmes conditions que sur le terrain). Ainsi, nous pouvons comparer la concentration réelle² dans le circuit ($C_{réel}$) et la concentration en MES prélevée par notre système (C_{mes}). Après chaque expérience, le circuit doit être entièrement démonté pour être nettoyé. Malgré cette précaution, les prélèvements de blancs sont nécessaires car un faible pourcentage de sédiment reste dans le système. Sur les 25 expériences réalisées, 50 blancs ont été prélevés. La concentration restante dans le système ne dépend pas du niveau de concentration utilisé lors de l'expérimentation

¹ Le sédiment utilisé pour cette expérience provient du site de mesure du Bateau comme pour les autres techniques de calibration

² La concentration réelle ($C_{réel}$) est la somme de la concentration théorique (C_{th}) et de la concentration restante (C_{blanc}) de la manip précédente déterminée grâce au blanc ($C_{réel} = C_{th} + C_{blanc}$)

et est aléatoire (nettoyage). En moyenne nous retrouvons une concentration non négligeable de 0.76 ± 0.31 g/L.

Un total de 105 échantillons a été pesé trois fois afin de déterminer les concentrations en MES. Pour vérifier les pertes de sédiments lors des prélèvements, la totalité du sédiment inséré dans le système est récupéré dans de grandes bassines lors de la vidange du système, et pesé (Fig.IV. 11D). Sur la Fig.IV. 12, nous distinguons les trois paliers de concentrations théoriques de 5, 20 et 50 g/L.

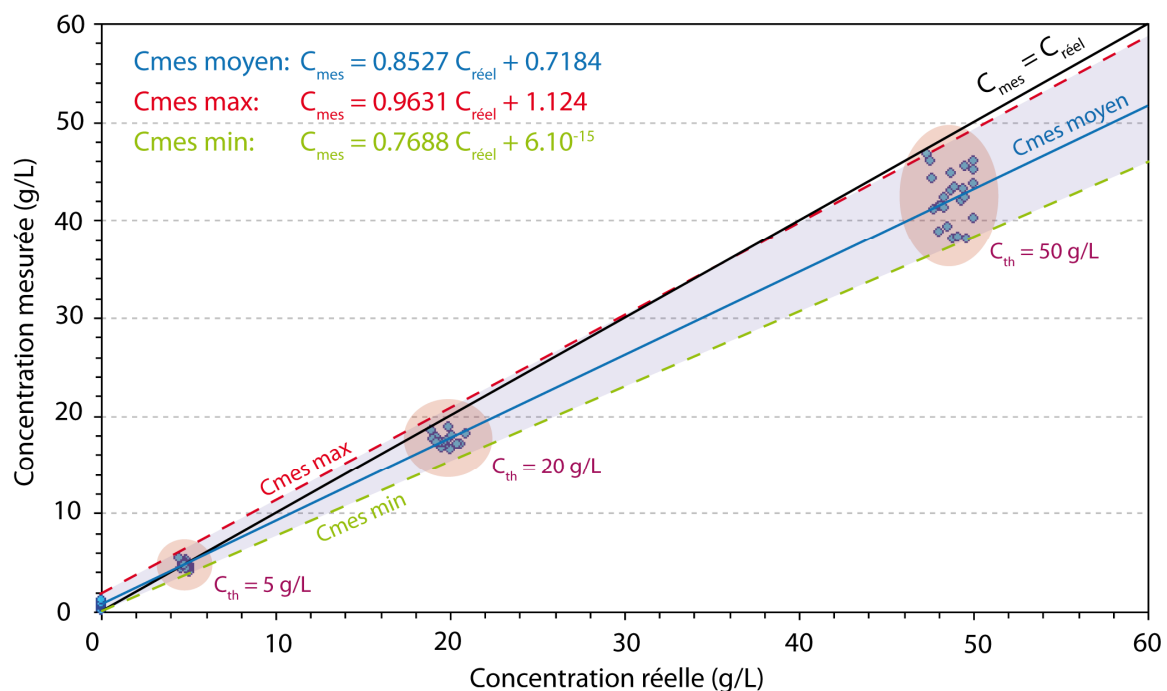


Fig.IV. 12 : Résultats de la calibration du dispositif de pompage : concentration en MES mesurée en fonction de la concentration réelle dans le dispositif et courbes de corrélation (moyenne, minimum et maximum). Les équations permettant la construction de barres d'erreurs sur la mesure sont déduites de ces courbes

L'erreur sur la mesure des concentrations en MES par pompage évolue avec la concentration en MES réelle. On observe une erreur moyenne de 0.4 g/L pour des concentrations en MES de l'ordre de 5 g/L (8 %) jusqu'à une sous-estimation de 12 g/l pour des concentrations en MES réelles de 50 g/L (20 %). Ces erreurs peuvent venir des pertes de sédiments dans le système (dans la pompe et les tuyaux de prélèvements). Afin de prendre en compte ces erreurs, deux équations sont données pour corriger les mesures réalisées *in situ* (courbes indiquées sur la Fig.IV. 12) :

$$C_{réel-min} = \frac{C_{mes}}{0.9631} \quad \text{et} \quad C_{réel-max} = \frac{C_{mes} - 1.124}{0.9631}$$

La fiabilité des données de concentration en MES par prélèvement a été définie par une calibration du dispositif. La fiabilité est maximum pour les concentrations les plus faibles (~ 5 g/L). Pour les concentrations importantes (50 g/L), une sous-estimation pouvant atteindre 12 g/L est constatée. Les problèmes de mesures dans des écoulements très chargés se retrouvent donc avec cette technique de mesures directes de MES. Cependant, la calibration permet de proposer des coefficients de correction³.

2.3.3. Analyses des MES au granulomètre laser

La granulométrie permet de définir la distribution des tailles de particules dans un échantillon, et ainsi de fournir des indices sur le mode de transport et donc sur les régimes d'écoulements. Des analyses granulométriques ont été réalisées sur les échantillons prélevés par pompage *in situ* pendant la campagne de terrain du 7 mai 2012. Les analyses granulométriques laser ont été réalisées sur un granulomètre de type Beckman Coulter LS230 (Laboratoire M2C). Le principe de la méthode et du calcul des paramètres granulométriques sont fournis en annexe 6.

Paramètres statistiques choisis pour notre étude

Les échantillons utilisés pour analyser les paramètres granulométriques sont les mêmes que ceux utilisés pour la mesure de concentration en MES. Ces échantillons ont donc subi un temps de séchage d'une semaine à 45 °C et un temps de stockage de deux mois. Comme indiqué dans le Chapitre 2, des particules s'agrègent dans certains échantillons aidés par le développement de films organiques. Afin de valider les granulométries, un échantillon test a subi : i) une granulométrie en suivant le même protocole de séchage et de stockage que celui utilisé pour la totalité des échantillons ; ii) et une granulométrie effectuée 1h après le prélèvement. Le mode principal et la forme générale de la courbe sont similaires sur les deux courbes granulométriques, excepté pour les particules grossières. Un mode apparaît à 700 μ m représentant le développement d'agrégats (Fig.II 35). Malgré le passage de l'échantillon à l'ultrason, les agrégats ne se séparent pas. Cette gamme de taille n'a pas été prise en compte dans l'analyse des paramètres statistiques présentés dans ce chapitre. Les percentiles sont recalculés pour les échantillons où les floccs ont été retirés.

³ Dans cet encart de conclusion nous précisons seulement la correction des résultats de mesures de concentration en MES *in situ*. Toutes les concentrations en MES des calibrations présentées précédemment ont également été corrigées

Afin de choisir des paramètres statistiques décrivant au mieux la répartition granulométrique de nos échantillons, il faut rappeler l'objectif de cette étude :

- i) observer les évolutions des gammes de taille au cours du temps à une élévation donnée dans la colonne d'eau
- ii) comparer la répartition des classes granulométriques à un temps donné sur un profil vertical (quatre points de 0 à 60 cm au-dessus du fond)

Ces différences de répartitions peuvent nous renseigner sur les changements de régime d'écoulement et nous permettre de déterminer des phases d'érosion et de dépôt. De nombreux paramètres ont été calculés. Les plus significatifs sont présentés dans le paragraphe 5. Le choix des paramètres statistiques dépend également du type de sédiment étudié.

Lors de l'utilisation d'un granulomètre laser, il faut toujours garder en mémoire les hypothèses des théories mises en œuvre telle que l'hypothèse de sphéricité des particules ou la supposition d'une même densité (même minéralogie) de toutes les particules de l'échantillon (même indice de diffraction pour une taille de particule donnée). Les indices calculés à partir de la répartition granulométrique sont nombreux et nécessitent de faire un choix selon i) l'objectif de l'étude (que veut-on mettre en avant ?) et ii) les caractéristiques granulométriques du sédiment étudié.

La variation des paramètres granulométriques dans le temps et sur un profil vertical peut nous informer sur les variations dans le régime d'écoulement lors du passage d'un mascaret.

Les observations des échantillons à la loupe binoculaire montrent que les hypothèses de sphéricité et de même densité ne peuvent pas être respectées (Annexe 7). Il est nécessaire d'avoir un regard critique sur les méthodes de granulométrie (laser et tamis) bien que la comparaison des deux méthodes donne des résultats concluants (Annexe 7). Cependant, la partie fine devra être mise en avant dans l'analyse statistique. Cette classe ($< 50 \mu\text{m}$) est faiblement mise en valeur dans la représentation de l'analyse laser mais représente 1/5^{ème} de l'échantillon en masse (tamis – 17 % du poids total).

2.4. Comparaison des méthodes de mesure de la concentration en MES utilisées *in situ*

Quatre techniques ont été utilisées *in situ* pour mesurer la concentration en MES (ADV Vector, OBS, ASM, pompage). A partir des calibrations réalisées en laboratoire et d'une visualisation des données brutes, nous déterminons ici les avantages et inconvénients de chaque méthode dans le cadre de notre étude (Fig.IV. 13).

	Mesure indirecte			Mesure directe
	Acoustique	Optique		
		ADV Vector	OBS	Perche ASM
Donnée mesurée	Amplitude (counts)	Tension (V)	Tension (V)	Poids du sédiment
Gamme de mesure	jusqu'à 10 g/L (avec une faible erreur sur la mesure) et jusqu'à 50 g/L (avec une large barre d'erreur)	jusqu'à 5 g/L (+/- 2% d'erreur - gamme donnée par le constructeur) et > 5 g/L avec une barre d'erreur qui augmente	Dépend de la calibration (gamme de mesure de 0 à 30 g/L dans notre étude)	Plusieurs centaines de g/L (sous-estimation croissante à partir de 20 g/L)
Nombre de point de mesure	1	1	144	4
Fréquence d'acquisition	64 Hz	2 Hz	2 Hz	max : 1 Hz
Capacité d'enregistrement	Batterie interne (24 heures)	Alimentation externe (ici facteur limitant, la mémoire ~ 58 minutes)	Alimentation interne (ici facteur limitant, la mémoire ~ 5 heures)	Facteur limitant : temps de traitement des échantillons (ici ~ 40 minutes)
Temps pour la visualisation des résultats	Immédiat	Immédiat	Immédiat	Long
Avantages	Fréquence d'acquisition élevée, mesures simultanées de plusieurs paramètres (température, vitesses, pression)	Fréquence acquisition élevée	Haute résolution temporelle et spatiale (profil vertical), visualisation rapide des données	Mesures de concentrations élevées, sur plusieurs points, placés à hauteur variable
Inconvénients	Fiable seulement pour des concentrations faibles	Peu fiables pour les fortes concentrations, non autonome	Pas d'accès aux données brutes	Traitement long des échantillons, fréquence d'acquisition variable

Fig.IV. 13 : Tableau de synthèse mettant en avant les avantages et les inconvénients de chacune des techniques utilisées dans le cadre de cette étude pour mesurer la concentration en MES

L'OBS-3 a été installé lors du passage de quatorze mascarets (Fig.IV. 14) mais n'est considéré comme fiable que pour de faibles concentrations. Les résultats de cet instrument sont uniquement présentés en annexe 5. Les résultats de conversion des données de l'ADV Vector présentant des erreurs importantes comparés aux autres techniques de mesure ne sont pas exploités dans cette étude. Les deux techniques de mesure sur lequel se base l'essentiel de cette étude sur les MES sont la perche ASM et les prélèvements par pompage. Des prélèvements par pompage en un point ont été exploités sur onze mascarets. Pour les profils de concentrations (perche ASM et prélèvements en quatre points), une seule mission a été instrumentée pour des raisons de moyens et de temps (mai 2012). Des informations sur l'évolution du fond sédimentaire peuvent être extraites de la perche ASM. Les prélèvements par pompage nous ont permis en plus des mesures de concentration en MES, d'analyser la granulométrie des MES et d'observer grossièrement leur composition.

A partir des différentes techniques de mesure de concentration en MES, il est possible d'avoir accès aux évolutions à différentes échelles de temps : i) à l'échelle du mascaret (quelques secondes), ii) à l'échelle d'une marée (flot + le début du jusant), iii) à l'échelle de plusieurs marées à mascaret.

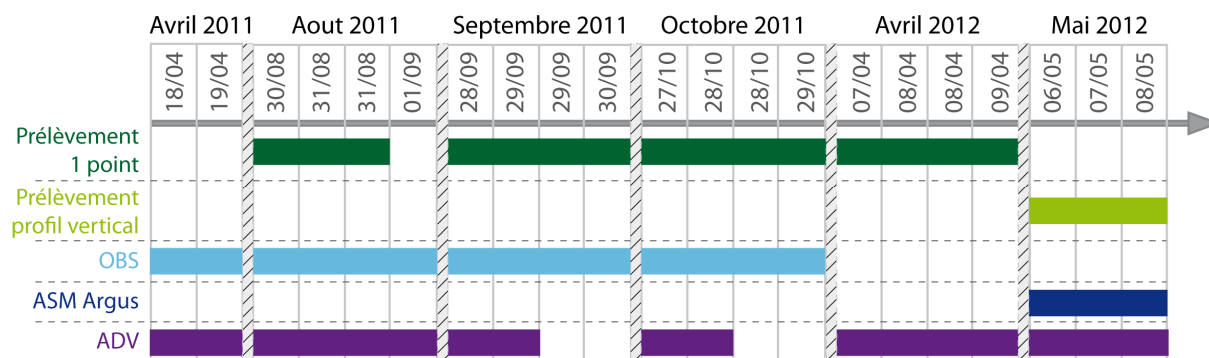


Fig.IV. 14 : Calendrier d'utilisation des différentes méthodes de mesures de la concentration de matières en suspension

Six campagnes de terrain présentent des mesures de concentration en MES. Dans chacun des cas (excepté avril 2011 – test sur l'OBS), les méthodes de mesures indirectes sont accompagnées d'une mesure directe pour valider les valeurs de concentration. La campagne du mois de mai 2012 est la plus aboutie avec des mesures de concentration fiables accompagnées d'analyses granulométriques et d'évolution du fond sédimentaire.

Ce premier travail sur les méthodes de mesure de concentration en MES est un apport significatif en terme de protocole de calibration et de comparaison *in situ* d'instruments acoustique, optique et direct dans des conditions difficiles (sédiment particulier, vitesse élevée, concentration en MES importante, turbulence élevée). Le système de prélèvement par pompage, nous a permis de coupler et de valider toutes les mesures réalisées de manière indirecte. Chacun de ces instruments est utilisé pour répondre à la problématique concernant l'évolution de la concentration en MES à différentes échelles de temps : à cours, moyen et long terme.

Des mesures complémentaires ont été réalisées à l'aide des prélèvements (granulométrie, composition du matériel en suspension) et de la perche ASM (évolution du fond sédimentaire).

3. Evolution des concentrations en MES sur un cycle de marée avec le développement d'un mascaret

A partir des données disponibles, les évolutions de concentration lors de marées soumises à un mascaret sont analysées à plusieurs échelles de temps : i) au passage du mascaret (sur une minute) ; ii) lors d'un cycle de marée complet et iii) sur plusieurs cycles de marée successifs (Fig.IV. 15).

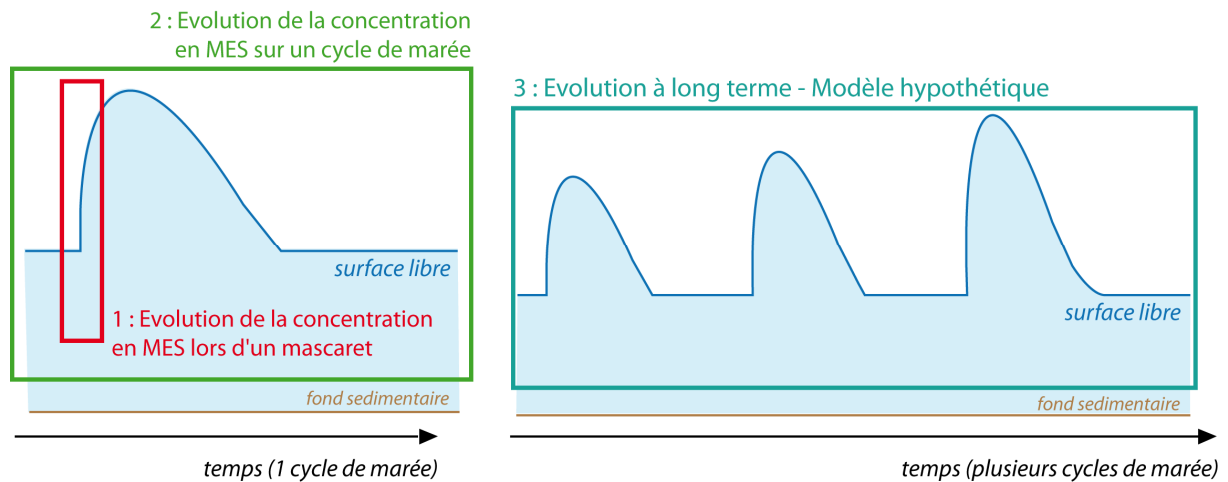


Fig.IV. 15 : Les différentes échelles d'observation de l'évolution des MES (phase 3 décrite dans le paragraphe 4)

Dans ce paragraphe, nous décrivons dans un premier temps l'évolution de la concentration en MES sur un cycle de marée soumis au développement d'un mascaret pour ensuite se concentrer sur les quelques secondes au passage du front.

Afin de comprendre au mieux les phénomènes liés au mascaret, il est nécessaire de décrire l'évolution des concentrations en MES dans un estuaire non soumis au développement du phénomène mascaret.

Dans tous les estuaires, la confrontation entre le milieu marin et le milieu fluvial (eau et sédiments) conduit à une dynamique hydro sédimentaire complexe (Allen *et al.*, 1980 ; Avoine, 1981 ; Allen *et al.*, 1982 ; Avoine, 1985). Dans la plupart des estuaires, une remise en suspension et un transport des sédiments se produisent lors d'évènements de crues et/ou sous l'effet des courants de marée. Les concentrations en MES maximales dans la plupart des estuaires sont mesurées dans une zone appelée le bouchon vaseux. Elle se situe généralement dans la zone centrale de l'estuaire, à l'amont de l'intrusion saline qu'elle suit lors des variations du débit fluvial et de la marée. Pour exemple, un modèle est proposé d'évolution de la concentration au cours d'un cycle de marée en un point de l'estuaire de la Seine où le bouchon vaseux se développe (Fig.IV. 16).

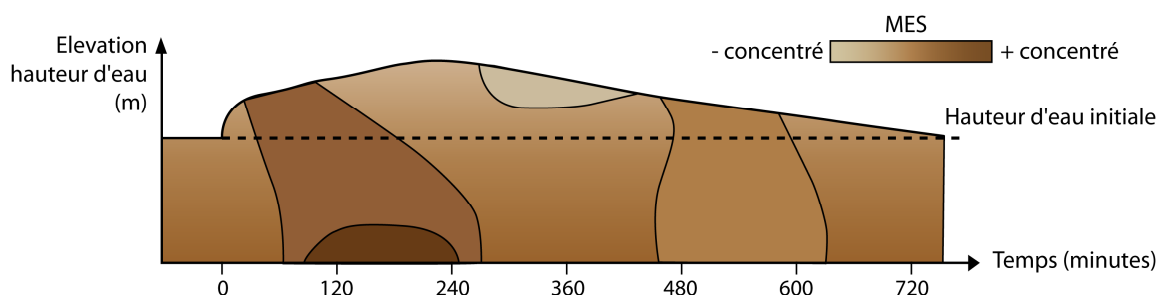


Fig.IV. 16 : Schéma d'évolution des concentrations de MES dans la tranche d'eau au cours d'un cycle semi-diurne de marée sans mascaret dans l'estuaire de la Seine (D'après Guézennec *et al.*, 1996)

Actuellement, il n'existe pas d'étude présentant le même type de modèle théorique d'évolution de la concentration en MES lors d'un cycle de marée avec le développement d'un mascaret.

3.1. Evolution des concentrations en MES dans la colonne d'eau à l'échelle d'un cycle de marée soumis au développement d'un mascaret

Dans cette première partie, nous présentons l'évolution globale des concentrations en MES sur quatre marées successives (campagne de terrain de mai 2012). Les résultats présentés dans cette partie sont les mesures de la perche ASM et les mesures par prélèvements. Les résultats des concentrations en MES de cette campagne sont présentés sur la Fig.IV. 17.

Les résultats enregistrés par la perche ASM présentent l'évolution de la concentration en MES en fonction du temps et sur la verticale (1,44 m) (Fig.IV. 17B). Cela couvre l'étale de basse mer (écoulement fluvial), le passage du mascaret, la totalité du flot et le début du jusant.

Les prélèvements par pompage ont été réalisés lors des deux derniers cycles de marée (Fig.IV. 17). Les valeurs présentées sont des concentrations moyennes recalées à partir de la calibration (sans les barres d'erreurs) en fonction du temps. Les prélèvements ont été réalisés sur des durées différentes, 40 minutes pour le 3^{ème} cycle et 1h20 pour le 4^{ème} cycle.

Les conditions sur site ne varient pas beaucoup sur les quatre cycles successifs. On note un débit fluvial de la Sée constant de $1.35 \pm 0.5 \text{ m}^3/\text{s}$ à la station de Chérence-le-Roussel et un marnage local ⁴ de 1.47 m pour les trois premiers cycles qui diminue de 13 cm pour le dernier cycle.

⁴ Calcul du marnage local à l'aide du capteur de pression situé sur l'ADV Vector

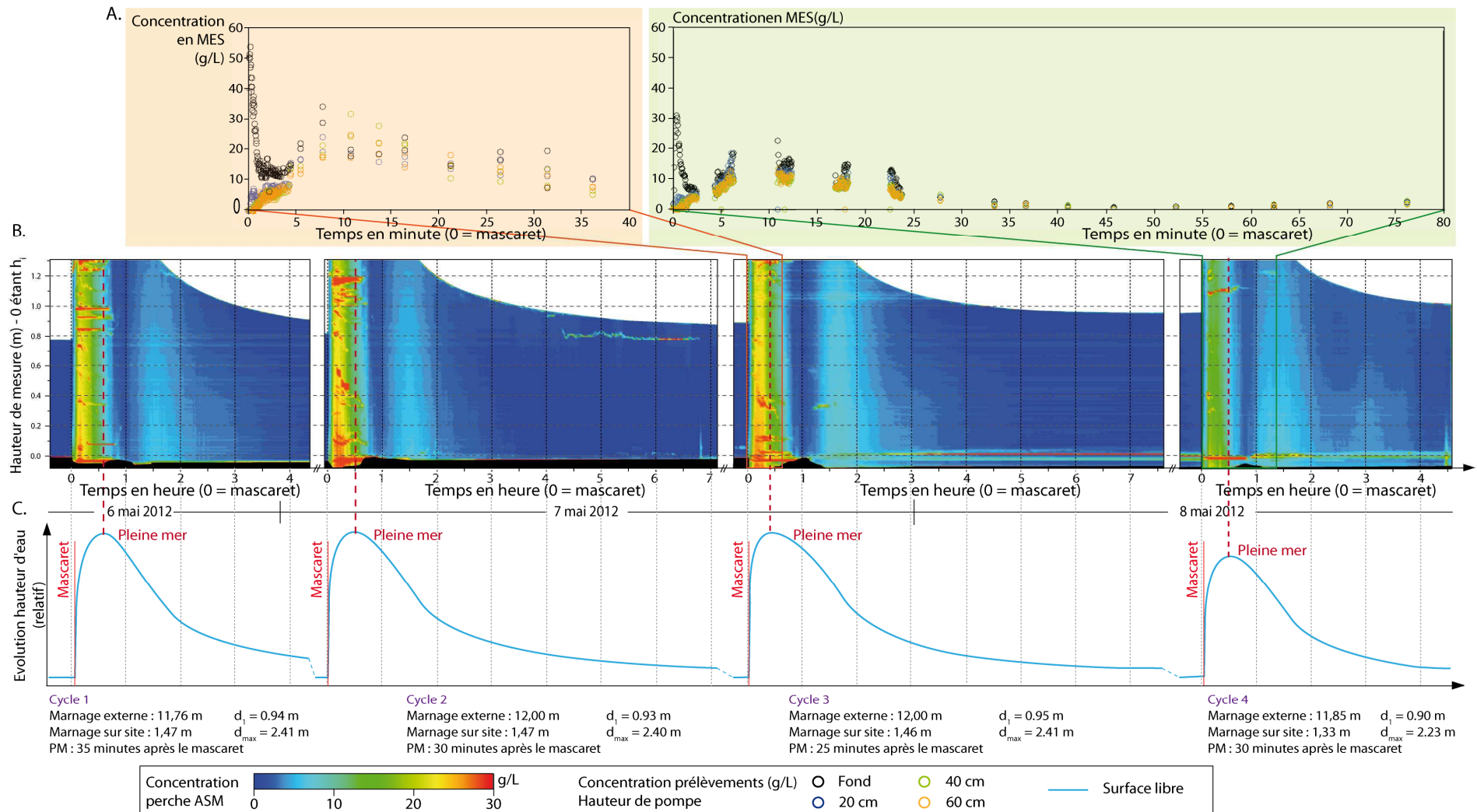


Fig.IV. 17 : Présentation des résultats des mesures de concentration en MES sur quatre cycles de marée du 6 au 8 mai 2012. A. Résultats des prélèvements par pompage sur les deux derniers cycles, 7 et 8 mai (chaque couleur correspond à une hauteur de mesure) ; B. Résultats de la perche ASM sur les quatre cycles de marées ; C. Evolution de la hauteur d'eau afin de localiser les périodes de flot/étiage/jusant.

Comparaison des méthodes de mesures ASM / prélèvements

La méthode de mesure par prélèvement étant directe et ayant été calibrée en laboratoire est considérée comme la plus fiable. De plus, elle permet de mesurer des concentrations supérieures à 30 g/L. Nous comparons *in situ* la méthode ASM et la méthode par prélèvements lors des cycles de marée du 7 et 8 mai. Les quatre hauteurs de prélèvements sont comparées (Fig.IV. 18). L'évolution de la concentration C_{ASM} est moyennée sur 3 cm (trois capteurs) car les tuyaux de prélèvement ont un diamètre de 25 mm.

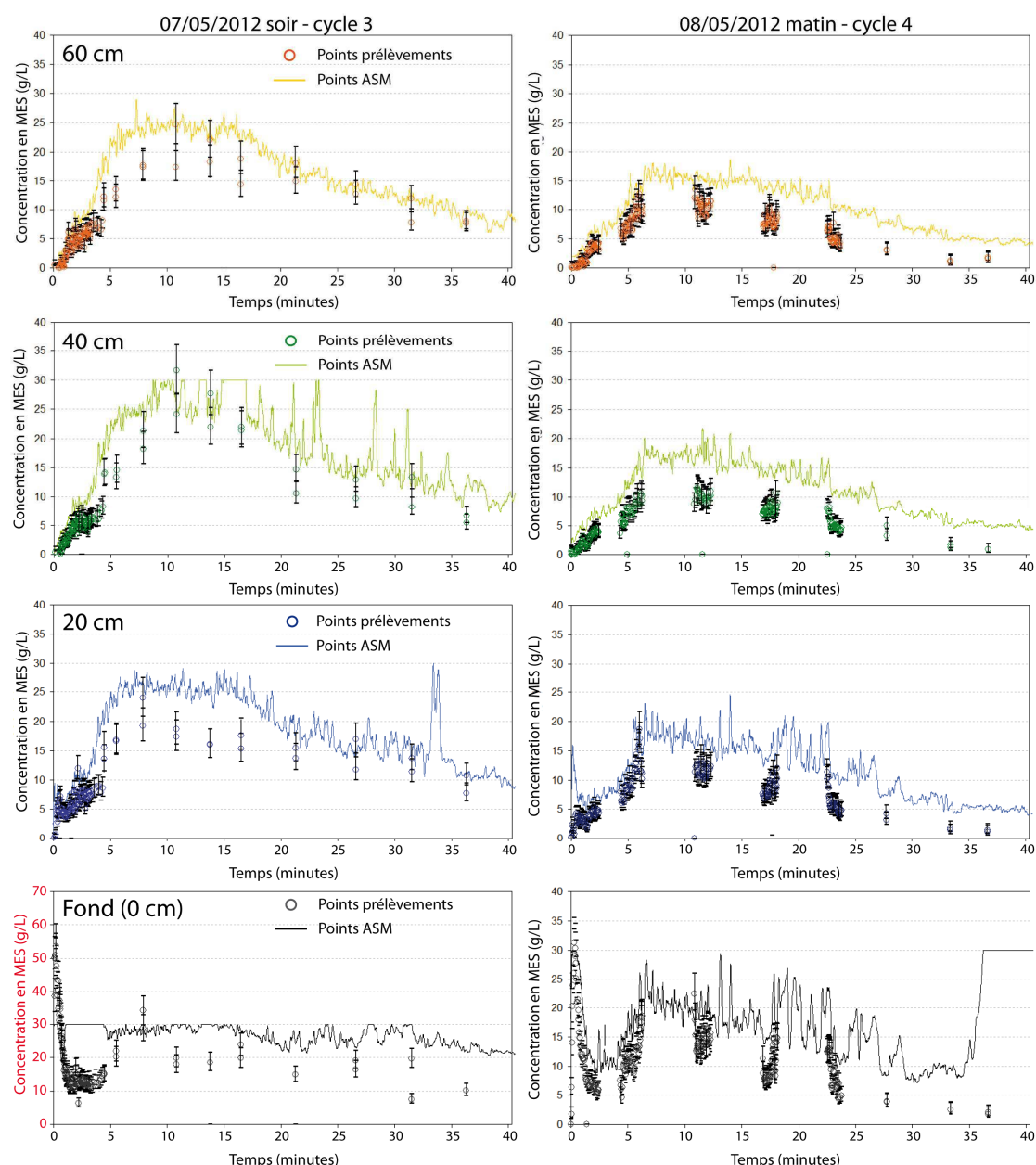


Fig.IV. 18 : Comparaison des mesures de concentration en MES de la perche ASM (trait plein) et des prélèvements (points) aux mêmes élévations (sur le fond, à 20, 40 et 60 cm au-dessus du fond) réalisées le 7 mai 2012 et le 8 mai 2012 (saturation du capteur ASM à 30 g/L). **Attention** à l'échelle des concentrations en MES différente pour le cas au fond du 7 mai (graphique en bas à gauche)

Sur les graphiques présentés en Fig.IV. 18, les courbes d'évolution de C_{ASM} suivent les tendances d'évolutions des C_{prelev} . Sur la plupart des points de mesure, la C_{ASM} surestime la C_{prelev} . Cette différence de concentration en MES entre les deux méthodes est accentuée pour des concentrations en MES élevées. Le couplage de ces deux méthodes semble alors nécessaire afin de décrire qualitativement (perche ASM) et quantitativement (prélèvements) les évolutions de concentration en MES.

Description générale de l'évolution de la concentration en MES au cours d'un cycle de marée

A partir de ces données, plusieurs phases d'évolution des concentrations en MES dans le temps et sur la verticale peuvent être définies. Une augmentation des concentrations est notée après le passage du mascaret sur la totalité de la colonne d'eau jusqu'à des concentrations de 15 à 25 g/L selon les cycles. Le maximum de concentration est mesuré une dizaine de minutes après le passage du mascaret et 20 minutes avant l'heure de pleine mer. A partir de ce point maximum de concentration, on observe une diminution globale de la concentration en MES jusqu'à atteindre un minimum sur la totalité de la colonne d'eau 30 minutes après la pleine mer. Il faut noter ici que le minimum de concentration en MES dans la colonne d'eau est enregistré après l'étale de pleine mer. Ce phénomène de retard est probablement dû à la vitesse de chute des sédiments. Une deuxième phase d'augmentation de concentration en MES est mesurée 1h après la pleine mer. Le maximum de concentration est alors mesuré à 7 g/L sur la totalité de la colonne d'eau. Le retour des concentrations à 0 g/L se fait ensuite progressivement (2h à 2h30).

Ces différentes phases d'évolution sont enregistrées sur les quatre cycles de marée instrumentés. Les valeurs de concentration maximales paraissent similaires pour les trois premiers cycles (> 20 g/L) alors que le 4^{ème} cycle présente une concentration inférieure. La principale différence entre les trois premiers cycles et le quatrième est le marnage local qui diminue de 13 cm.

Globalement sur les quatre cycles de marée étudiés, les mêmes phases d'augmentation et de diminution de la charge en sédiment dans la colonne d'eau sont observées. Le cycle 4 diffère avec des valeurs de concentration significativement moins fortes. La seule différence marquante en terme de conditions, est le marnage local plus faible de 13 cm par rapport aux marées précédentes. D'autres hypothèses peuvent être évoquées en lien avec l'état du sédiment au fond du chenal (tassement du sédiment par les événements précédents, épaisseur de sédiment disponible à la remise en suspension...) ou encore les paramètres hydrodynamiques pendant cette marée (contraintes exercées sur le fond, vitesses moyennes...). Ces hypothèses seront reprises dans la discussion générale.

Le couplage des mesures de la perche ASM et des prélèvements nous permet d'obtenir une analyse complète de l'évolution de la concentration en MES dans la colonne d'eau.

Il faudra toujours garder en tête que la perche ASM ne mesure pas sur la totalité de la colonne d'eau mais sur 1m44 ce qui représente 90 % de la hauteur d'eau à l'étale de pleine mer.

Dans la suite de ce paragraphe, nous nous intéressons principalement aux évolutions de concentration en MES pendant le flot et l'étale de pleine mer. En effet, la concentration étant nulle au début du jusant, nous supposons que le phénomène du mascaret influence principalement la phase du flot.

Evolution des courbes ASM pendant le flot

Afin de comparer l'évolution de la concentration en MES dans le temps lors des quatre cycles instrumentés, nous calculons les pentes des courbes à chacune des hauteurs de mesure de la perche ASM et pendant les 30 minutes de la phase de flot.

Deux tendances différentes sont observées selon l'élévation de la mesure au début du flot. Sur les capteurs placés au fond du chenal (de 0 à 30 cm) (Fig.IV. 19A), la C_{ASM} augmente brusquement ($S0$) puis diminue au cours de la première minute ($S1$). Les variations de C_{ASM} ($S0$ et $S1$) ne sont pas observées dans le reste de la colonne d'eau (Fig.IV. 19B). Ensuite, un comportement similaire est constaté pendant lequel les concentrations augmentent directement avec une pente $S2$ à toutes les hauteurs de mesure (Fig.IV. 19A et Fig.IV. 19B). L'augmentation de pente $S2$ est suivie d'une stabilisation de la C_{ASM} à des valeurs importantes (15 à 25 g/L à plus de 30 cm et jusqu'à 30 g/L sur le fond). Après avoir atteint ce palier de C_{ASM} maximale en milieu de flot, la C_{ASM} diminue dans le temps selon une pente $S3$. Le comportement de la concentration en MES est plus dispersé sur le fond. Le palier de C_{ASM} maximum n'est pas très marqué pour les cycles 1 et 4.

Les quatre cycles de marées suivent les mêmes tendances d'évolution de la concentration en MES en distinguant cinq phases en-dessous de 30 cm ($S0$, $S1$, $S2$, le palier et $S3$) et trois phases dans la partie supérieure de la colonne d'eau ($S2$, le palier et $S3$).

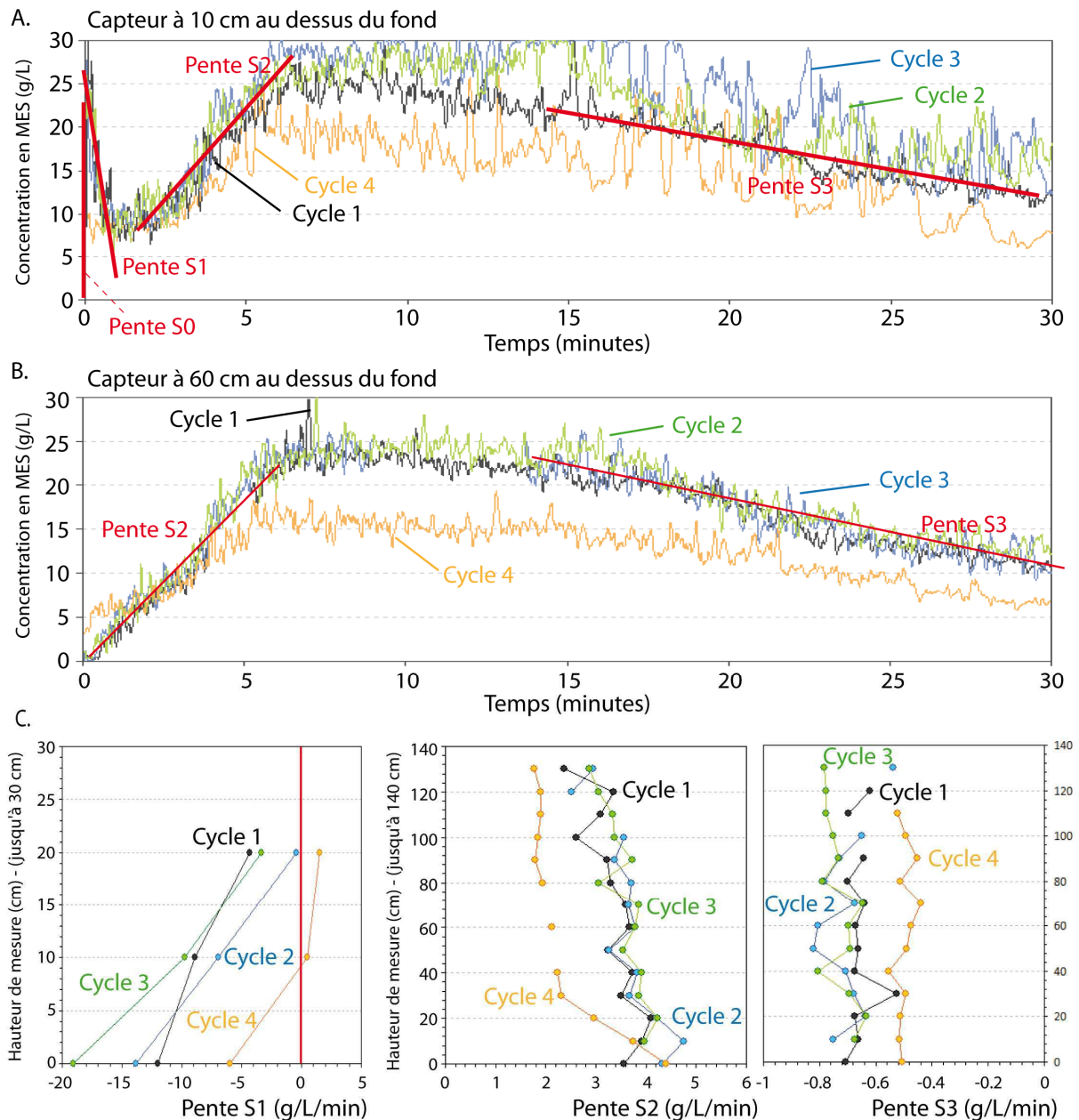


Fig.IV. 19 : Evolution de la concentration en MES dans le temps pour les quatre cycles de marée, A. à 10 cm (même variations de 0 à 30 cm) ; et B. à 60 cm au-dessus du fond (même variation de 40 cm jusqu'au sommet de la perche ASM) ; C. Pentas des évolutions de concentration en MES S1, S2 et S3 en fonction de l'élévation (en g/L/min)

Les pentes d'évolution de concentration (S1, S2 et S3) ont été calculées à chacune des hauteurs et présentées sur les graphiques Fig.IV. 19B. Dans tous les cas, le cycle 4 se distingue des trois premiers cycles par des pentes toujours plus faibles alors que les pentes d'évolution des trois premiers cycles sont en moyenne identiques. Une dissymétrie est observée entre les phases S2 et S3. A partir d'une C_{ASM} autour de 0 g/L (avant le passage du mascaret), l'augmentation de la concentration jusqu'à C_{ASM} maximum se produit brusquement (pentes S2 élevées) alors que la diminution glo-

bale de C_{ASM} jusqu'à un minimum après l'étalement est lent (pentes $S3$ faibles). Un facteur 10 est calculé entre $S2$ et $S3$ ce qui marque une variation du régime de transport des particules.

Sur la hauteur de mesure on observe un gradient de pente entre le fond et la surface sur les phases $S1$ et $S2$. Les pentes sont en moyenne 1.7 fois plus élevées sur le fond qu'en surface. Les valeurs de concentrations en MES maximales atteintes sont légèrement plus faibles en haut de la colonne d'eau (inférieures d'environ 5 g/L) et le temps d'établissement de ces concentrations semble plus long vers le haut de la colonne d'eau. La diminution (selon $S3$) est globale sur la colonne d'eau et ne présente pas de gradient de pente sur la verticale.

Pendant le flot, différentes phases d'évolution de concentration en MES sont distinguées. Ces phases d'évolutions sont étudiées par l'intermédiaire des calculs de pentes (g/L/min). Une augmentation brutale puis une diminution rapide de la C_{ASM} est constatée sur le fond au tout début du flot (au passage du mascaret) et sera étudiée dans la suite du chapitre. Ensuite, dans la totalité de la colonne d'eau, une augmentation générale de la concentration est enregistrée de façon plus rapide au fond qu'en surface (pente $S2$ plus élevées au fond). La diminution de C_{ASM} qui suit définit la fin du flot et l'étalement de pleine mer. La dissymétrie observée est due à une variation importante du régime d'écoulement entre le flot et l'étalement de pleine mer.

Extraction des profils verticaux

A partir des graphiques ASM présentés sur la Fig.IV. 17 et des pentes analysées Fig.IV. 19, nous déterminons cinq phases d'évolution de la concentration en MES (Fig.IV. 20A) au cours d'un cycle de marée (flot + début du jusant). Neuf profils verticaux sont choisis (Fig.IV. 20B à J) pour décrire l'évolution de la concentration en MES sur les quatre cycles de marée.

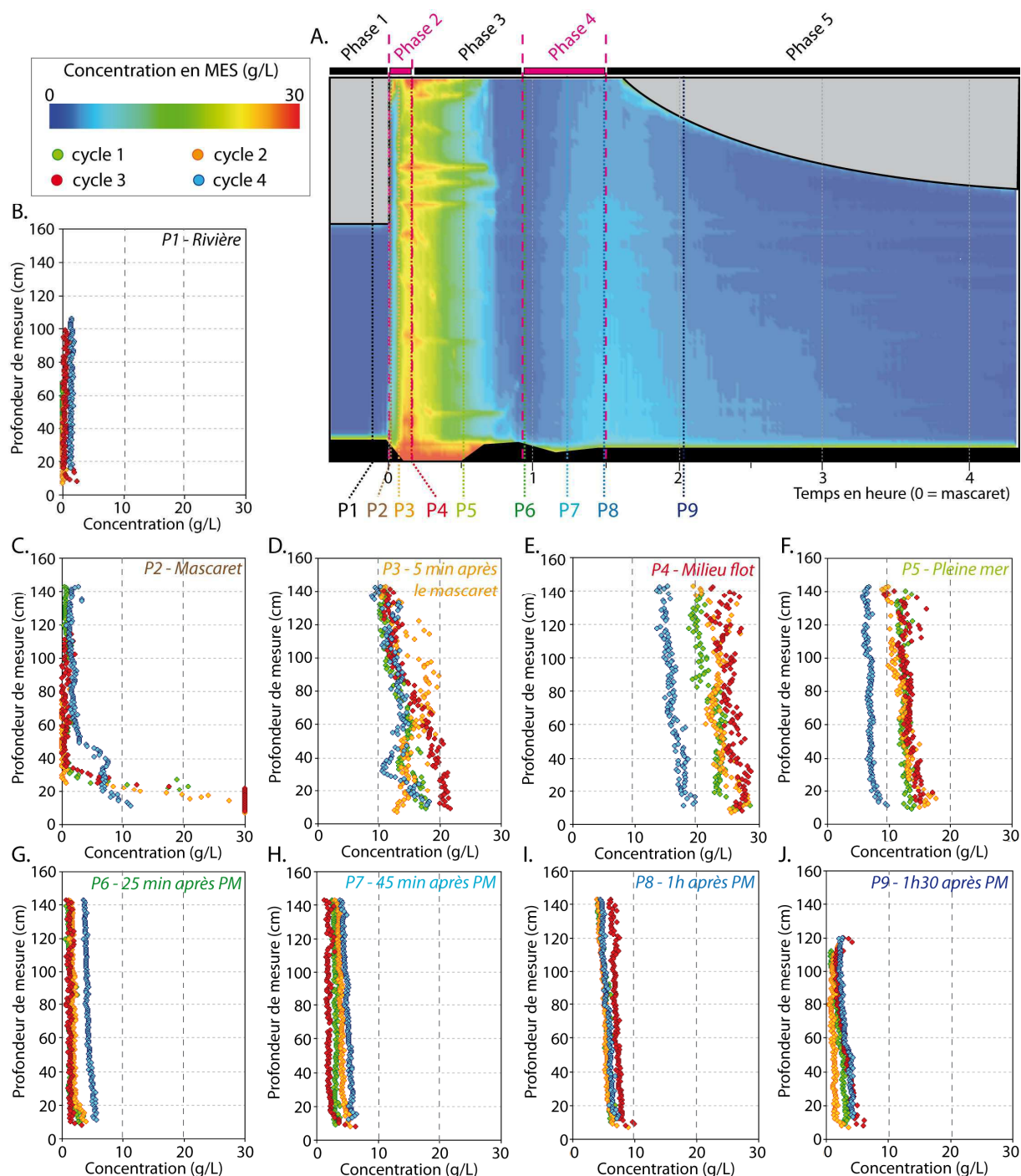


Fig.IV. 20 : A. Diagramme spatio-temporel de l'évolution de la concentration en MES au cours d'un cycle de marée et localisation des différentes phases d'évolution des MES et des profils de concentration (de P1 et P9) ; de B. à J. : profils verticaux de concentration au cours des quatre cycles de marées étudiés (P1 : avant le mascaret ; P2 : 10 secondes après le mascaret ; P3 : début du flot ; P4 : au flot au maximum de la concentration en MES ; P5 : pendant l'étalement de pleine mer ; P6 : fin de l'étalement/début du jusant ; P7 : augmentation de la concentration au début du jusant ; P8 : maximum concentration durant le jusant ; P9 : fin du jusant)

Cette étude permet de décrire très précisément l'évolution des concentrations en MES sur la colonne d'eau à chaque instant t . La description de chaque profil est regroupée dans le tableau

Fig.IV. 20. Dans cette description, les trois premiers cycles sont regroupés dans une même colonne car ils présentent les mêmes évolutions de la concentration et les mêmes ordres de grandeur.

			C _{ASM} (cycle 1,2 et 3)	C _{ASM} (cycle 4)	Remarque
Phase 1 Rivière	Profil 1	Régime de rivière	0 g/L		Homogène sur la verticale sur les 4 cycles
Phase 2 Mascaret - Milieu flot	Profil 2	Au passage du mascaret	de 60 g/L sur le fond jusqu'à 0 g/L à 20 cm	de 32 g/L sur le fond jusqu'à 0 g/L à 50 cm	Gradient important sur le fond
	Profil 3	Début flot	Différence de 10 g/L entre le fond et le haut de l'ASM (concentration jusqu'à 20 g/L sur le fond)		Augmentation globale de la concentration
	Profil 4	Milieu flot	Gradient de 5 g/L entre le fond et le haut de l'ASM CASM maximum 30 g/L sur le fond	CASM maximum 20 g/L sur le fond	Maximum de concentration en MES
Phase 3 Pleine mer	Profil 5	Étale de pleine mer	Gradient de 5 g/L (15 g/L sur le fond)	Gradient de 5 g/L (10 g/L sur le fond)	Diminution de la concentration en MES
	Profil 6	Fin de l'étale de pleine mer	Homogène sur la colonne d'eau (2 à 3 g/L)	Homogène sur la colonne d'eau (5 g/L)	Minimum de la concentration en MES sur toute la colonne d'eau (inversion des tendances cycle 4)
Phase 4 Début du jusant	Profil 7	Jusant	Faible gradient de concentration (5 g/L)		Phase d'augmentation la concentration en MES
	Profil 8	Jusant	Maximum de concentration en MES jusqu'à 7 g/L (gradient de 2 à 3 g/L)		Maximum de concentration en MES
Phase 5 Jusant	Profil 9	Jusant	Gradient de concentration de 5 g/L sur le fond jusqu'à ~ 0 g/L		Diminution de la concentration en MES

Fig.IV. 21 : Description des différents profils verticaux de concentration en MES de chacune des phases (du régime de rivière jusqu'au milieu du jusant)

- Sur tous les profils, les concentrations maximales sont systématiquement mesurées sur le fond du chenal et les concentrations minimum en haut de la perche ASM. Ce gradient vertical est mesuré à partir du passage du mascaret et est 6 fois plus important au flot qu'au jusant.
- Les trois premiers cycles montrent les mêmes ordres de grandeurs, avec une concentration maximale au début du flot sur le fond du chenal jusqu'à 60 g/L (prélèvement) et un autre maximum lors du flot sur la totalité de la colonne d'eau de 28 g/L.
- Le 4^{ème} cycle de marée montre des tendances d'évolution similaire avec des gradients de concentration plus faible au cours du temps. Au milieu du flot (P4), les niveaux de concentration atteint lors du 4^{ème} cycle sont beaucoup plus faibles que pendant les trois premiers cycles (différence de 10 g/L) et pendant la fin de la pleine mer (P6), les concentrations au cycle 4 sont globalement plus élevées de quelques g/L sur la hauteur de mesure. Une quantité moins importante de sédiments a été remise en suspension au cours du flot mais le temps de dépôt de ce sédiment semble plus long que pour les trois premiers cycles. Cela peut s'expliquer par la durée de l'étale, qui est plus courte au cours du cycle 4. Les vitesses

s'inversent alors plus vite et un minimum de vitesse dans la colonne d'eau permet de retarder la phase de dépôt.

- L'évolution des concentrations en MES est asymétrique autour du point maximum de concentration lors du flot. La concentration en MES augmente rapidement pendant le flot puis diminue très lentement pendant l'étalement de pleine mer jusqu'à atteindre 5 g/L au début du jusant. Cela est dû à l'asymétrie de marée signalée dans le chapitre 2 sur le site du bateau. Le flot est 12 fois plus court que le jusant, entraînant des vitesses plus élevées. Une asymétrie est relevée également lors de l'augmentation des concentrations pendant le jusant. Le gradient de concentration vertical est plus faible mais la durée de l'augmentation est 3 fois plus faible que la diminution de la concentration.

Les concentrations en MES sont mesurées par prélèvement et par la perche ASM sur quatre cycles de marées (flot + début du jusant). A partir de ces mesures, le calcul des pentes et les profils verticaux de concentration ont été extraits. Cinq phases d'évolution de la concentration en MES ont été distinguées. Bien que présenté seulement en Annexe 1 et 5, les cinq phases peuvent être identifiées sur toutes les campagnes de mesure où il existe des mesures OBS et ADV.

Ces phases d'évolution sont classiquement mesurées dans les estuaires lors d'un cycle de marée de vive-eau sans mascaret. Grâce à nos données, deux points sont distingués lors d'un cycle de marée avec mascaret :

- Au début du flot, un pic de concentration apparaît sur le fond (jusqu'à 30 cm). Une augmentation de la concentration de 5 g/L/s (SO) est relevée dès le passage du mascaret.
- Les valeurs de concentrations atteintes sur le fond en début de flot (jusqu'à 60 g/L sur le fond) et sur la totalité de la colonne d'eau au milieu du flot ne sont classiquement pas mesurées lors d'un cycle de marée sans le développement d'un mascaret.

L'évolution de la concentration en MES doit maintenant être analysée pendant le passage du mascaret sur ces mêmes cycles de marées afin de connaître l'impact du phénomène au moment du passage (quelques dizaines de secondes).

3.2. Evolution des concentrations en MES dans la colonne d'eau pendant le passage du mascaret

Les données de concentration en MES décrites dans le paragraphe précédent montrent une très brutale augmentation au passage du mascaret. Les données ASM, compte tenu de leur résolu-

tion spatio-temporelle nous permettent maintenant de détailler l'évolution des concentrations en MES spécifiquement lié à ce passage (Fig.IV. 22). Ce pic de MES est observé pendant la première minute après le passage du mascaret. La perche ASM sature dès le passage du front sur le fond (saturation à 30 g/L) pour les quatre cycles. Les quelques mesures par prélèvement donnent des concentrations jusqu'à 55 g/L sur le fond pour le cycle 3. A partir de ces données, il est possible d'étudier précisément les profils verticaux de concentrations sur cette période spécifique et les gradients de concentration qui semblent importants sur la Fig.IV. 22 (concentration passant de 30 g/L sur le fond à 0 g/L à 20 cm de hauteur).

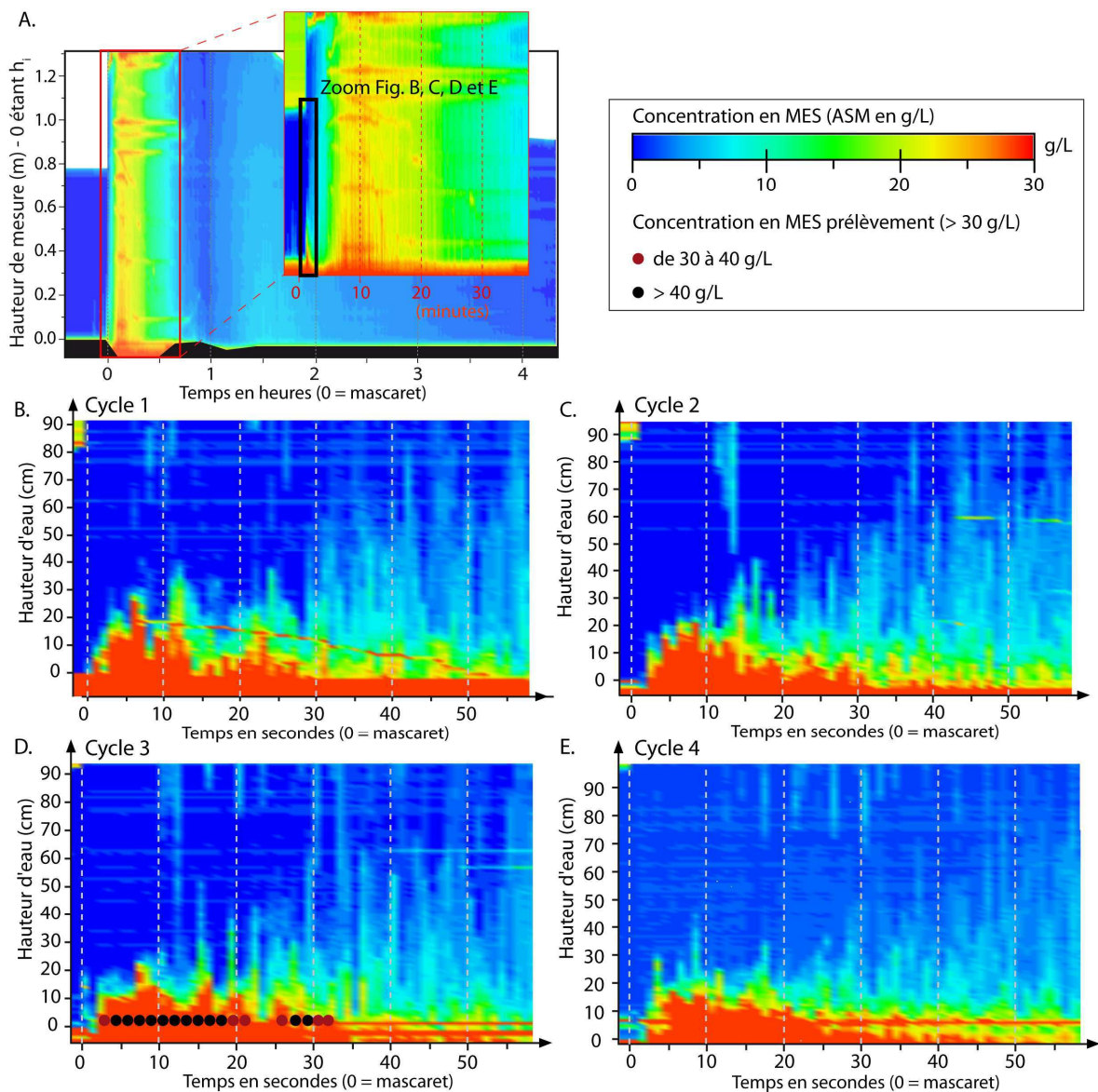


Fig.IV. 22 : Evolution de la concentration en MES enregistrée par la perche ASM pendant 1 minute lors du passage du mascaret sur les quatre cycles de marée : A. Localisation de la zone étudiée en détail sur un diagramme ASM ; B. cycle 1 ; C. cycle 2 ; D. cycle 3 avec la superposition des mesures par prélèvement supérieures à 30 g/L ; E. cycle 4

Lors de la propagation de la marée dans un estuaire sans le développement de mascaret, une augmentation de concentration sur le fond est mesurée pendant le flot mais à des concentrations maximales de quelques g/L et à des échelles de temps plus longues : estuaire de la Charente (Coulombier *et al.*, 2013) ou de la Seine (Avoine, 1981 ; Dupont *et al.* 2001 ; Avoine, 1985) de même que des estuaires Australiens (Normanby River et Cocoa Creek) (Bryce *et al.*, 1998) ou estuaires Guinéen (Konkouré River) avec des concentrations de 10 g/L sur le fond (Capo *et al.*, 2009). Les valeurs de concentrations atteintes dans notre étude sont approchées dans certains estuaires stratifiés à l'interface eau douce/eau salée qui correspond à la zone de turbidité maximale (Anthony, 2004). Mais dans aucune études nous relevons des concentrations aussi élevées sur le fond au tout début du flot.

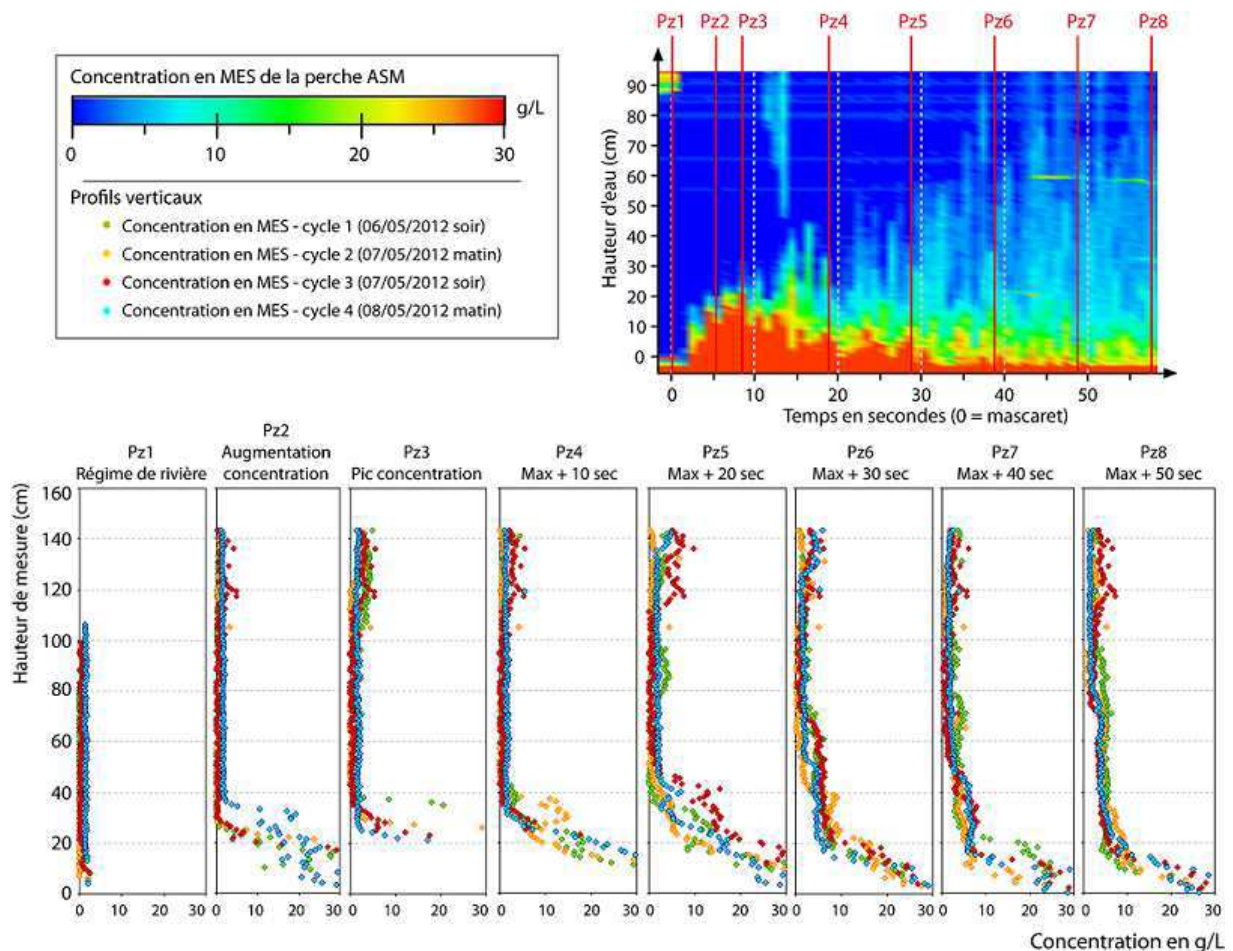


Fig.IV. 23 : Détermination des zones d'évolution (Pz) pendant la première minute après le passage du mascaret et huit profils verticaux de concentration de Pz1 à Pz8 (pour les quatre cycles). Localisation des évolutions brusques de concentration sur la verticale

Les profils verticaux de concentration en MES sont extraits sur la première minute du flot de chacun des quatre cycles (Fig.IV. 23). Dès le passage du mascaret, une interface de stratification de l'écoulement est mise en évidence séparant un fluide très concentré en MES (> 30 g/L) et un fluide

non chargé en sédiment (écoulement de rivière proche de 0 g/L). Contrairement à l'étude des profils verticaux sur la totalité du cycle de marée, lors du passage du mascaret aucune différence n'est observée entre les cycles 1, 2, 3 et le cycle 4.

Afin de mettre en avant ce pic de concentration, nous présentons un diagramme spatio-temporel des gradients de concentration en fonction de la hauteur ($\partial C / \partial z$).

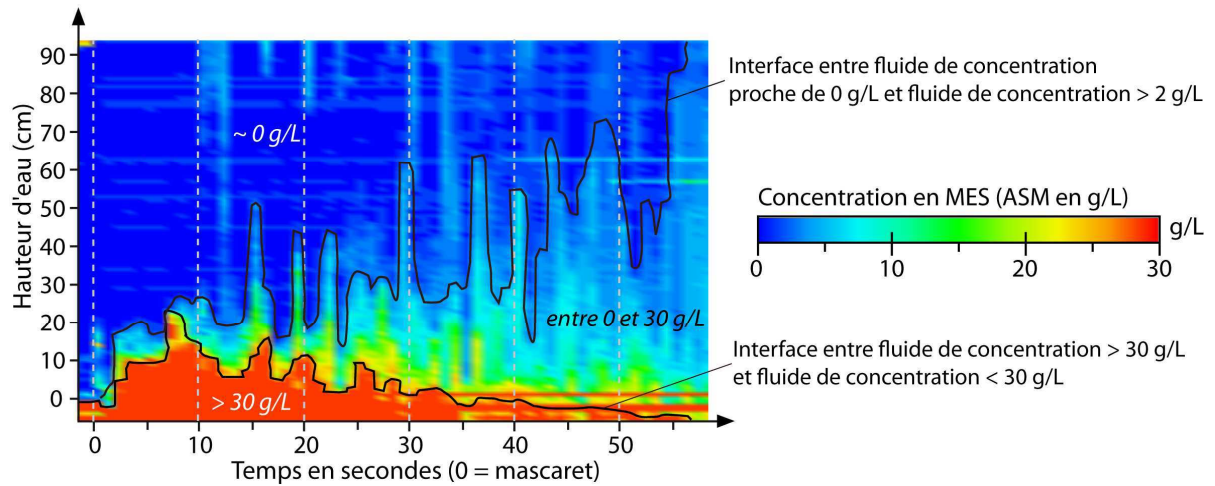


Fig.IV. 24 : Diagramme spatio-temporel des concentrations en MES avec le marquage des deux principales interfaces de 2 à 30 g/L (exemple du cycle 3)

Une première interface est distinguée séparant un fluide de concentration maximale et un deuxième moins concentré. Une deuxième interface est distinguée entre un fluide de concentration inférieure à 2 g/L et un autre de concentration d'environ 10 g/L (Fig.IV. 23 et Fig.IV. 24). Les isolignes à 2 et 30 g/L sont extraites et présentées sur la Fig.IV. 25.

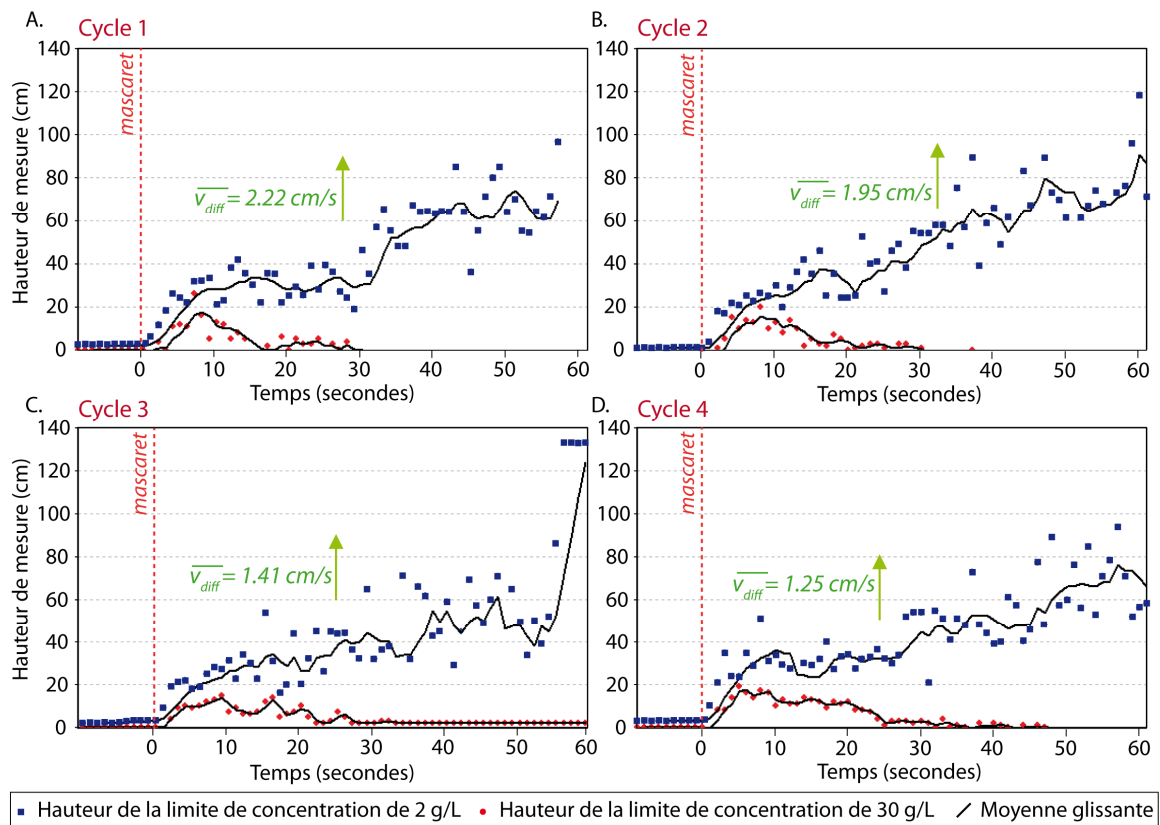


Fig.IV. 25 : Représentation des deux isolignes de concentrations en MES de 2 et 30 g/L (avec $\overline{v_{diff}}$ la moyenne des « vitesses de diffusion » sur 6 secondes). De A à D : cycle 1 à 4 respectivement

Les isolignes 2 et 30 g/L sont très proches au passage du mascaret et s'écartent progressivement. Cela correspond à un gradient de concentration ($\partial C / \partial z$) élevé au passage du mascaret qui diminue ensuite. Ce phénomène correspond à une « diffusion » de la MES dans la colonne d'eau qui induit des gradients de concentrations de plus en plus faibles avec le temps. Afin de comparer cette « diffusion » des sédiments entre les différents cycles, nous calculons un paramètre que l'on nomme « vitesses de diffusions du sédiment » (notée $v_{diff} = \partial z / \partial t$). Ce paramètre est calculé à partir des isolignes de 2 à 30 g/L, depuis l'instant où le gradient de concentration est minimum jusqu'à l'instant où le gradient est maximum. La moyenne des « vitesses de diffusion » pendant la première minute varient de 1.25 à 2.22 cm/s sur les quatre cycles (vitesse décroissante du 1^{er} au 4^{ème} cycle). La « vitesse de diffusion » moyenne calculée pour les quatre cycles est de l'ordre de 1.7 cm/s avec une valeur minimum pour le 4^{ème} cycle (Fig.IV. 25).

Au passage du mascaret, l'augmentation est rapide et brutale sur le fond, de 0 à 55 g/L. Il semble que ce sédiment soit diffusé jusqu'en haut de la colonne d'eau. La « vitesse de diffusion » moyenne sur la première minute est de l'ordre de 1.7 cm/s. La brusque augmentation de concentration au passage du mascaret est largement décrite dans ce paragraphe. A l'aide des résultats des deux cycles où des

prélèvements ont été réalisés, une relation semble exister entre la concentration maximale atteinte dans la couche de fond sous le mascaret et la concentration maximale atteinte lors du flot.

Dans la plupart des études sur le transport des sédiments dans un estuaire, les instruments enregistrent à des fréquences d'acquisition faibles et à des hauteurs élevées ne permettant pas de mesurer ce phénomène court d'augmentation et de diffusion.

L'origine de ce fluide chargé en sédiment est difficile à déterminer. Le sédiment peut provenir i) d'une érosion causée par le passage du mascaret et des éteules, ii) de l'aval avec l'écoulement associé au mascaret et iii) de l'érosion des berges. Des éléments de réponses pourront être apportés avec l'étude de l'évolution du fond sédimentaire au passage du mascaret (Chapitre 5).

3.3. Conclusion sur l'évolution des concentrations en MES sur des cycles de marées impactés par un mascaret

Lors d'un cycle de marée ne présentant pas le développement de mascaret, les concentrations moyennes dans les estuaires sont importantes en vives eau et s'estompent rapidement en mortes eaux. Les concentrations maximales atteignent des valeurs de l'ordre de 1 g/L en suspension et parfois plus de 10 g/L sur le fond (au niveau du point nodal de densité). Ces valeurs sont atteintes dans le bouchon vaseux développé au flot (Castaing et Allen, 1981 ; Avoine, 1981 ; Avoine, 1985).

A l'aide des mesures ASM et des mesures par prélèvements, nous créons un modèle spatio-temporel d'évolution de la concentration en MES (Fig.IV. 26). Les deux phases importantes lors du flot sont : i) l'augmentation brutale de la concentration en MES sur le fond au passage du mascaret et ii) l'augmentation de la concentration en MES sur la totalité de la colonne d'eau au cours du flot.

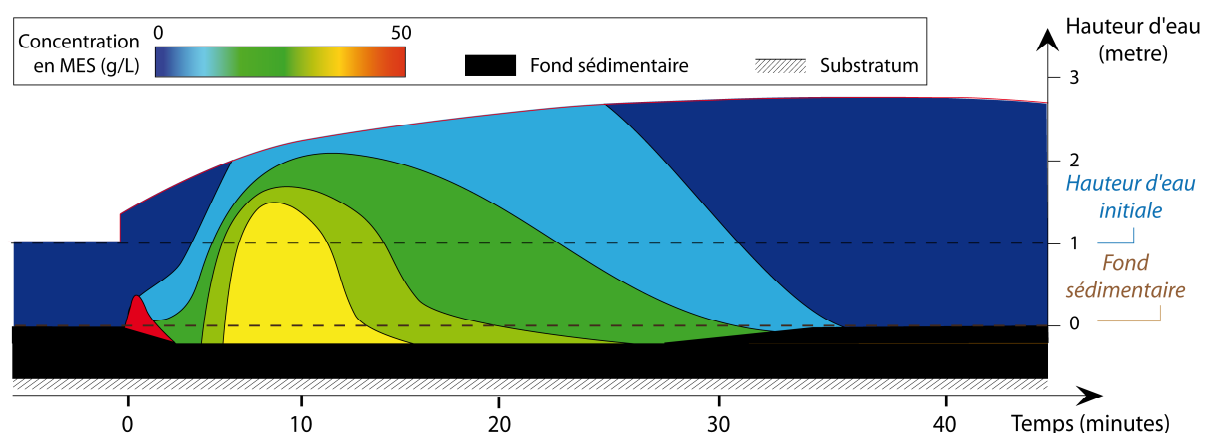


Fig.IV. 26 : Schéma spatio-temporel de l'évolution des concentrations en MES au cours d'une marée de vive eau présentant le développement d'un mascaret. Reconstitution à partir des données recueillies sur le site du Bateau (estuaire interne)

Par rapport à un cycle sans mascaret, le principal apport est la formation de cette couche très concentrée près du fond au passage du mascaret. Les valeurs de concentration en MES dans la zone de turbidité maximum (ZTM) sont également plus élevées. Cette zone semble alimentée par la couche turbide de fond, du début du flot. Cela explique la relation entre les concentrations maximales mesurées dans la couche de fond sous le mascaret et les concentrations mesurées dans la colonne d'eau dans la ZTM. Sur les quatre cycles instrumentés, la moyenne des concentrations en MES semblent être maximale lors du pic de vive-eau et semble diminuer drastiquement dès que le marnage baisse.

L'influence du marnage sur les concentrations en MES peut être analysée sur plusieurs cycles de marée afin d'être quantifiée.

4. Evolution des concentrations en MES à long terme (plusieurs cycles de marées de vives eaux) – Influence de facteurs extérieurs

Les différentes phases d'évolution de la concentration en MES sont identifiées au cours d'un cycle de marée présentant le développement d'un mascaret. Nous déterminons que la concentration maximales atteintes dans la ZTM au cours du flot est dépendante de la concentration en MES mesurées dans la couche de fond sous le mascaret. A l'aide des prélèvements en un point réalisés au cours de cinq campagnes de terrain (août, septembre, octobre 2011 et avril, mai 2012), nous pouvons étudier l'impact de différents paramètres sur les niveaux de concentration en MES atteints dans le chenal.

Tous les prélèvements ont été corrigés grâce à la calibration des pompes (Fig.IV. 27). Lors des campagnes du mois d'août, septembre et octobre, les tuyaux de prélèvement ont été placés en un seul point pour chaque cycle de marée et des hauteurs variables de 20 à 54 cm au-dessus du fond. Les fréquences de ces mesures sont d'environ 3 par minute. Nous reprenons également les données de prélèvement de la campagne de mai 2012 (déjà largement exploitées). Dans ce paragraphe, l'évolution des concentrations en MES est étudiée sur la période du flot à cause de la durée des enregistrements par prélèvements.

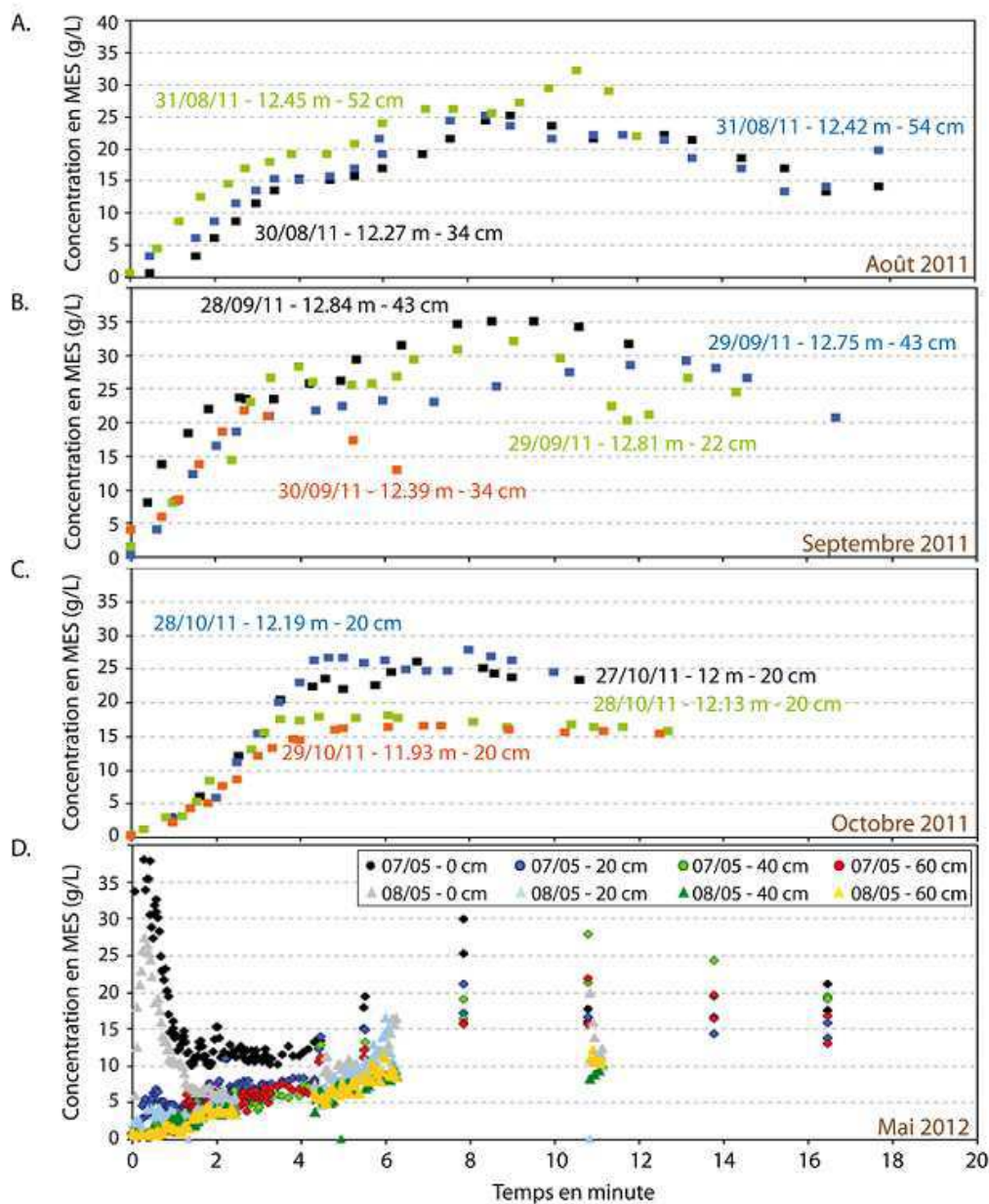


Fig.IV. 27 : Evolution des concentrations en MES (mesures par prélèvement) au cours des différentes campagnes : A. août 2011 ; B. septembre 2011 ; C. octobre 2011 et D. mai 2012 (date ; marnage à l'extérieur de la baie ; élévation du point de mesure)

L'évolution des concentrations en MES est similaire au cours des différentes campagnes. Nous retrouvons les différentes phases décrites dans le modèle théorique (Fig.IV. 26) excepté l'augmentation de la concentration en MES au passage du mascaret. Cela est dû à la faible fréquence d'acquisition des prélèvements pour les missions d'août 2011 jusqu'à avril 2012.

A partir de ces graphiques, les concentrations en MES maximales (C_{max}) atteintes et le temps d'arrivée de ces C_{max} sont relevés. La concentration maximale correspond au centre du nuage turbide de la période du flot. Ces paramètres sont comparés avec des facteurs extérieurs comme : i) le débit

de la rivière et la hauteur initiale (d_1); ii) le marnage local et global ; iii) la position de la marée dans le cycle vive eau/morte eau ; iv) la hauteur du mascaret (d_b); v) le nombre de Froude (Fr_1) et vi) la vitesse du mascaret (U_b). Ces différents paramètres sont présentés dans le tableau Fig.IV. 29.

Il est nécessaire de préciser qu'au cours des campagnes, les points de prélèvements n'ont pas été réalisés aux mêmes élévations dans la colonne d'eau. En raison du gradient de concentration mis en évidence précédemment (d'une moyenne de 0.06 g/L tous les centimètres), la concentration maximale (C_{max}) est dépendante de la hauteur de mesure. Le temps d'arrivée de la C_{max} est également lié à la hauteur de mesure. Plus la mesure sera haute dans la colonne d'eau, plus le temps entre le passage du mascaret et la C_{max} du nuage turbide sera long (Fig.IV. 28A).

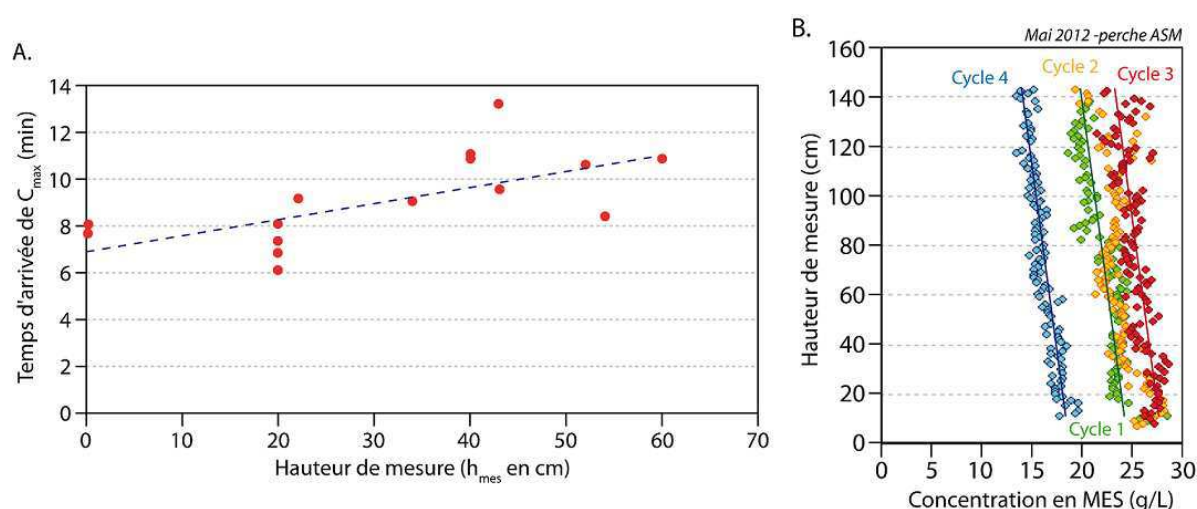


Fig.IV. 28 : A. Temps d'arrivée de la concentration maximale correspond au temps d'établissement d'une concentration homogène sur la colonne d'eau, en fonction de la hauteur de mesure de chacun des prélèvements ; B. Profil de concentration lorsque la concentration en MES est maximale sur toute la colonne d'eau.

Afin de comparer le paramètre C_{max} avec les différents facteurs extérieurs, il est nécessaire de s'affranchir de la variable hauteur de mesure. A partir des profils verticaux mesurés par l'ASM (Fig.IV. 28B), on extrait une valeur moyenne d'augmentation de la concentration sur la verticale. On considère qu'à partir du fond, la concentration initiale diminue d'une moyenne de 0.06 g/L tous les centimètres. Les valeurs de C_{max} sont ajustées en fonction de la hauteur de mesure.

Dates	Hauteur de mesure (cm)	Coefficient	Froude	Marnage global (m)	Marnage local (m)	Hauteur d'eau initiale (m)	Hauteur du bore (m)	Vitesse du bore mesuré (m/s)	Concentration recalé en fonction de la hauteur (30 cm)	Position de la marée dans le cycle
30/08/2011	34	111	1,41	12,27	1,73	1,12	0,38	3,26	28,8	Revif
31/08/2011m	54	112	1,27	12,42	1,38	1,16	0,35	2,98	29,9	Déchet
31/08/2011s	52	111	1,46	12,45	1,67	1,24	0,39	3,53	38,2	Revif
28/09/2011	43	114	1,57	12,84	1,71	1,36	0,43	4,11	41,0	Déchet
29/09/2011m	43	115	1,57	12,75	1,5	1,39	0,41	4,13	33,8	Revif
29/09/2011s	22	113		12,81				4,44	36,3	Déchet
30/09/2011	34	110		12,39						Revif
27/10/2011	20	111	1,35	12	1,32	0,71	0,36	3,13	29,1	Déchet
28/10/2011m	20	111	1,38	12,19	1,37	0,85	0,39	3,27	31,2	Revif
28/10/2011s	20	109		12,13				3,09	19,7	Déchet
29/10/2011	20	105		11,93				2,9	18,1	Revif
07/05/2012	0	108	1,35	12	1,46	0,81	0,48	3,32	32,4	Déchet
07/05/2012	20	108	1,35	12	1,46	0,81	0,48	3,32	23,4	
07/05/2012	40	108	1,35	12	1,46	0,81	0,48	3,32	32,2	
07/05/2012	60	108	1,35	12	1,46	0,81	0,48	3,32	26,4	
08/05/2012	0	106	1,45	11,85	1,33	0,76	0,47	3,94	20,9	
08/05/2012	20	106	1,45	11,85	1,33	0,76	0,47	3,94	18,1	
08/05/2012	40	106	1,45	11,85	1,33	0,76	0,47	3,94	12,1	
08/05/2012	60	106	1,45	11,85	1,33	0,76	0,47	3,94	15,1	

Fig.IV. 29 : Tableau récapitulatif des données concernant les campagnes de mesures de concentration en MES par pompage

Les facteurs extérieurs pouvant avoir un impact sur les niveaux de concentration en MES lors du flot sont présentés dans le tableau Fig.IV. 29.

- Le débit de la rivière n'est pas inclus dans l'analyse car il est mesuré très en amont de notre site d'étude et il ne varie pas significativement.
- A l'inverse, le marnage est le facteur qui varie le plus, au cours de nos campagnes. Il varie de 1.32 à 1.73 m sur site et de 11.85 à 12.84 m dans la baie du Mont-Saint-Michel. La comparaison entre les valeurs de concentration atteintes lors du flot et le marnage local et global est présentée sur les Fig.IV. 30C et E. En moyenne, la concentration en MES maximale mesurée dans la colonne d'eau augmente de ~ 3 g/L lorsque le marnage local augmente de 10 cm.

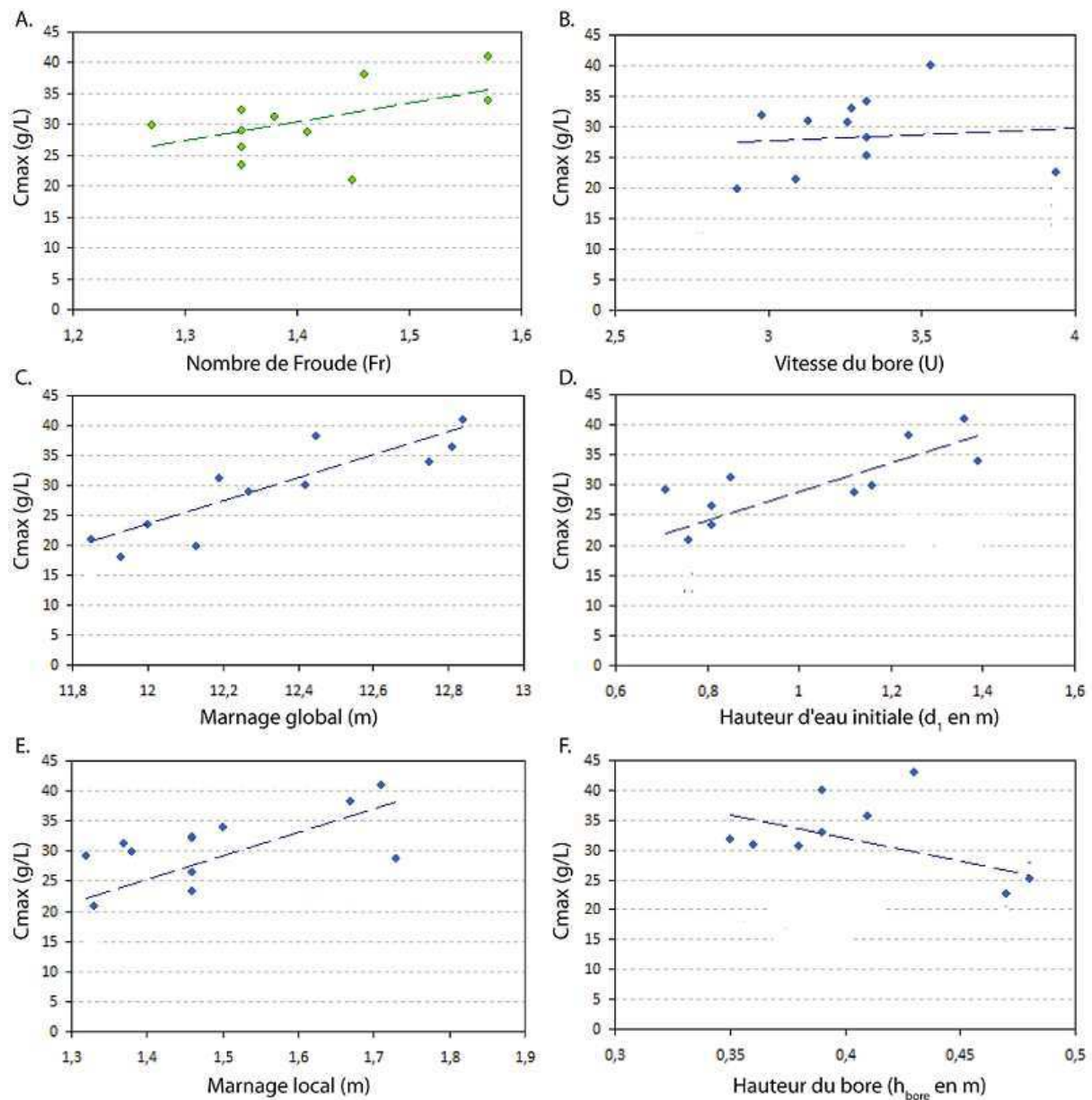


Fig.IV. 30 : Valeur de la concentration en MES maximale atteinte lors des prélèvements en fonction, A. du nombre de Froude (Fr_1) ; B. de la vitesse du mascaret (U_b) ; C. du marnage global ; D. de la hauteur d'eau initiale (d_i) ; E. du marnage local et F. de la hauteur du mascaret (d_b)

- La hauteur du mascaret mesurée est comparée avec la mesure de concentration mais les points sont dispersés. De plus, la hauteur du mascaret ne varie pas significativement (13 cm de 0.35 à 0.48 m) (Fig.IV. 30F)
- Les valeurs de concentration en MES maximales sont également comparées au nombre de Froude (Fig.IV. 30A). Une augmentation de 25 à 35 g/L est observée pour une augmentation du Froude de 1.27 à 1.57. Le nombre de Froude prend en compte les conditions d'écoulement avant le passage du mascaret (V_1 et d_1) et la vitesse d'avancée du

front du mascaret (U_b). La vitesse V_1 de la rivière mesurée à l'aide de l'ADV Vector ne varie pas significativement (de 0.26 à 0.35 m/s) au cours des campagnes. La vitesse d'avancée du mascaret (U_b) varie de 2.77 à 4.67 m/s mais ne semble pas avoir de lien avec la concentration maximale mesurée. Par contre, une augmentation de la hauteur initiale (d_1) semble avoir une influence importante sur les concentrations atteintes au cours du flot. Les valeurs de concentration maximales augmentent de 20 à 40 g/L pour une hauteur initiale variant de 0.70 à 1.40 m. La hauteur initiale d_1 influence directement la hauteur d_{max} atteinte par le mascaret (voir le Chapitre 3).

Il est difficile d'obtenir des résultats précis sur l'évolution de la concentration en MES avec un prélèvement en un seul point. Nous notons tout de même que les valeurs de concentrations en MES atteintes au flot sont dépendantes du marnage correspondant au cycle de marée. La profondeur initiale semble également influencer sur les concentrations mesurées.

La position du cycle de marée dans la vive eau (phases de déchet ou de revif indiquées Fig.IV. 29) pourrait également avoir une influence sur les niveaux moyens de concentration. Dans cette étude, cela n'apparaît pas clairement. Il serait nécessaire de réaliser des mesures sur un cycle de vive eau complet pour pouvoir analyser correctement ce facteur.

Deux facteurs semblent avoir un impact sur les niveaux de concentration atteint lors d'une marée soumise à un mascaret : i) le marnage global qui fait varier la concentration en MES dans le nuage turbide de 1.8 g/L pour 10 cm de différence et le marnage local (3 g/L pour 10 cm) et ii) les conditions initiales exprimées ici par la variation de la hauteur d'eau du fleuve avant l'arrivée du mascaret.

Ces constatations devront être vérifiées avec des mesures de concentration en MES sur une campagne à long terme (sur un cycle de morte-eau/vive-eau/morte-eau).

5. Evolution de la granulométrie de la matière en suspension

La méthode de prélèvement par pompage nous a permis de réaliser des analyses granulométriques sur 72 échantillons en suspension. A la vue de la faible concentration en MES de certains échantillons, l'analyse au granulomètre laser n'a pas été possible (quantité trop faible de particules). Cinquante-neuf échantillons sont donc présentés dans ce paragraphe.

L'objectif est de vérifier si une évolution des paramètres granulométriques est remarquable dans le temps (de quelques minutes avant le passage du mascaret jusqu'à l'étalement de pleine mer) et le long de la colonne d'eau (sur les quatre points de prélèvement). L'évolution des paramètres statis-

tiques granulométriques d'un échantillon de MES peut nous renseigner sur la capacité de transport de l'écoulement.

5.1. Choix des échantillons et sources d'erreurs sur la mesure

5.1.1. Choix des échantillons

Les échantillons analysés au granulomètre laser ont été choisis lors des variations brusques de concentration en MES enregistrées au point de prélèvement situé sur le fond (Fig.IV. 31).

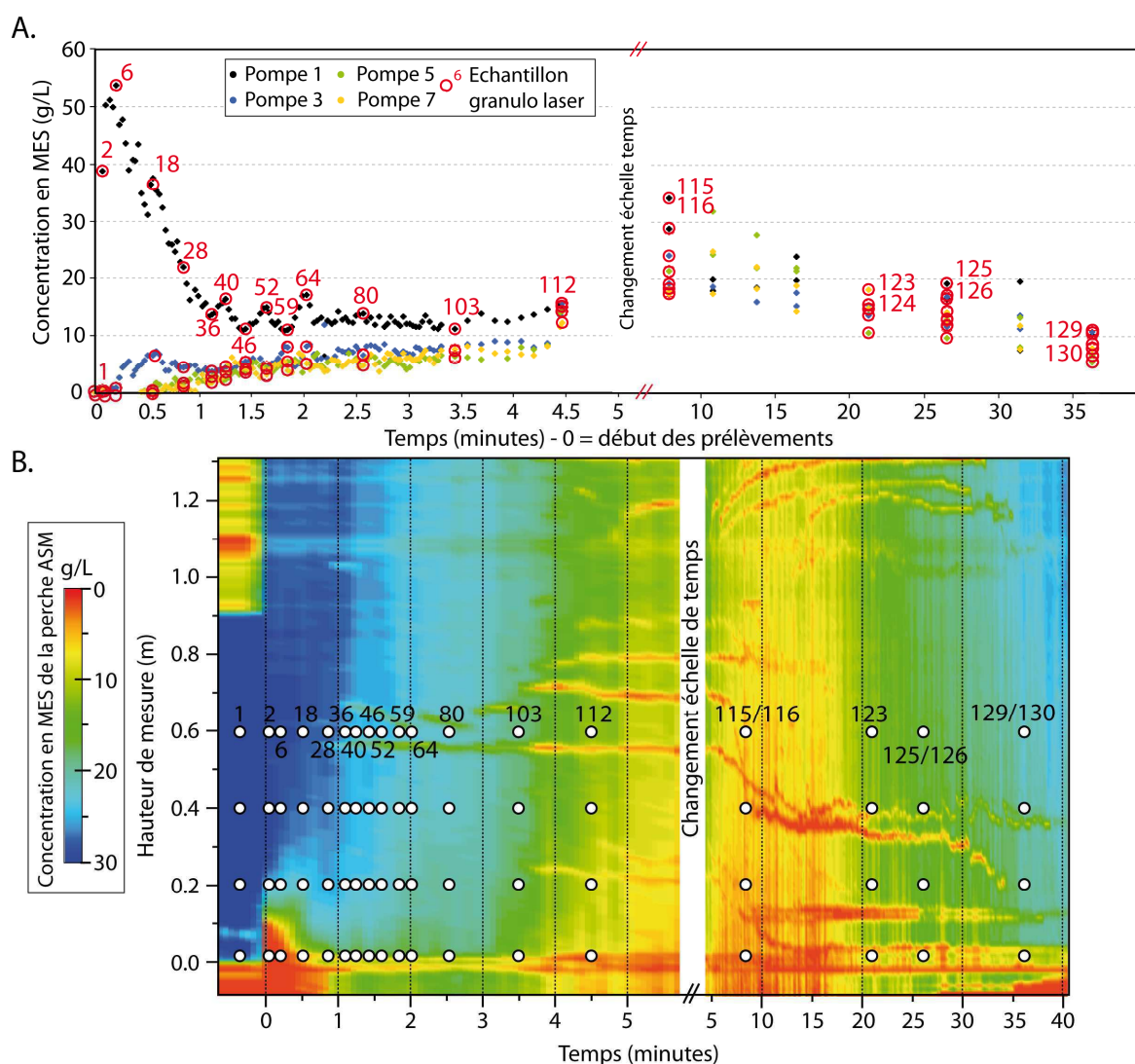


Fig.IV. 31 : Localisation des échantillons sélectionnés pour analyser la répartition des tailles de particules sur les quatre hauteurs de prélèvements (prélèvements du 7 mai 2012 soir). A. Localisation sur le graphique des concentrations en MES mesurées par prélèvements et B. Localisation sur le graphique des résultats de concentration en MES mesurées avec la perche ASM

5.1.2. Conditions d'analyse et sources d'erreurs

Plusieurs remarques sur les conditions d'analyse doivent être précisées :

- i) Le protocole de mesure de concentration en MES comporte un temps de séchage assez long. La tangue contenant très peu d'argile n'est donc théoriquement pas déstructurée si elle est exposée à de fortes températures. Cependant, pour éviter toute possibilité de « cuisson » des échantillons, la température des étuves a été fixée à 45°C ;
- ii) La présence d'un taux important de salinité peut avoir un impact sur les mesures. Des mesures de salinité ont été réalisées avec une sonde CTD sur plusieurs campagnes et montrent que la masse d'eau salée arrive environ 20 minutes après le passage du mascaret (Fig.IV. 32) ;

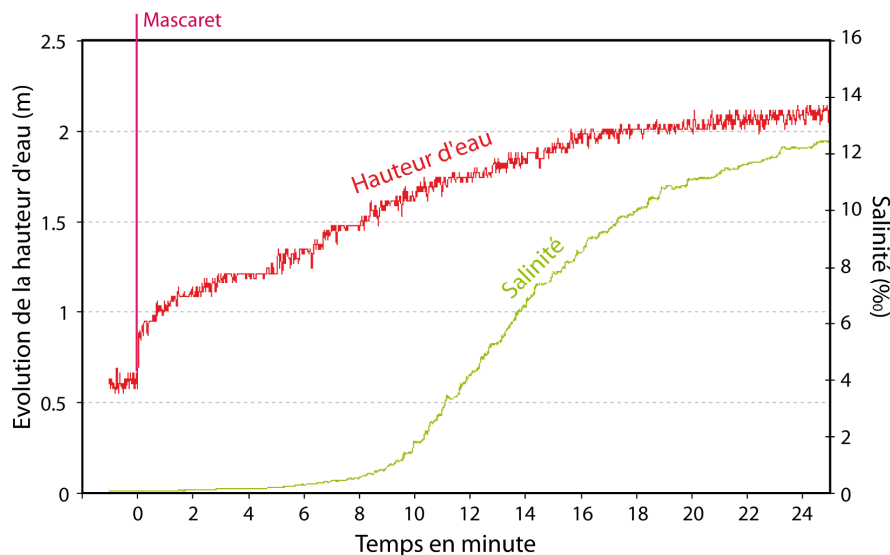


Fig.IV. 32 : Courbe d'évolution de la salinité au cours d'un cycle de marée présentant le développement d'un mascaret. Données d'une CTD à 10 cm au-dessus du fond (octobre 2011, site du Bateau)

- iii) Malgré l'apport des analyses granulométriques dans certaines études, il faut cependant tenir compte d'un élément important : la nature du stock sédimentaire disponible. Les paramètres granulométriques ne varient pas significativement si le matériau disponible est unimodal et globalement fin (silt). Si l'on s'attarde sur la répartition globale des sédiments dans la baie du Mont-Saint-Michel, on constate que la tangue est répartie sur de grandes surfaces en aval et en amont de notre site de mesure (Fig.II.19 Chapitre 2). Le stock de tangue est très faiblement différencié dans tout le domaine estuarien (Fig.II.22 Chapitre 2). Cependant, la tangue est classiquement litée et constituée de la superposition de doublets de marée (Fig.IV. 33). Nous avons réalisé une analyse granulométrique sur un échantillon prélevé dans la couche superficielle fine (ou drapage) d'un doublet et une analyse sur un échantillon représentant la totalité d'un doublet. Deux classes

granulométriques sont remarquables : une classe à 8 μm (mode sur l'échantillon des fines) et une autre à 72 μm (mode sur l'échantillon du doublet) (Fig.IV. 33).

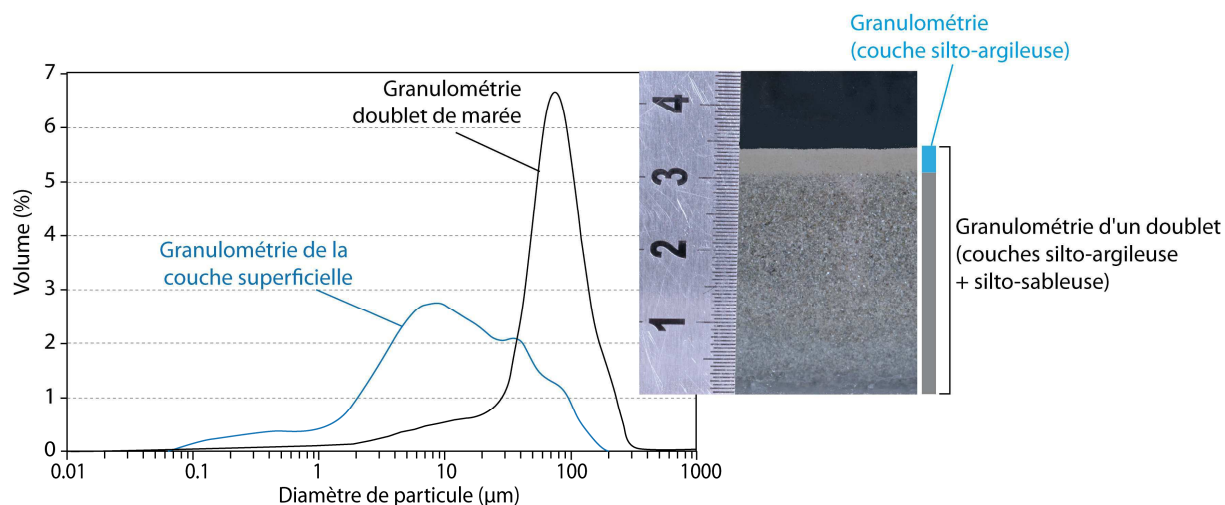


Fig.IV. 33 : Courbes granulométriques de la totalité d'un doublet de marée (courbe noire) et de la couche supérieure (drapage) du doublet de marée (courbe bleue)

La granulométrie n'est pas le seul facteur à conditionner le transport et le dépôt des grains. La densité et la forme des grains ont également une influence déterminante. Comme évoquée précédemment, la composition de nos échantillons est diverse et les particules sont de densité très variable (de 2 000 à 2 600 kg/m^3). Un biais existe dans l'analyse granulométrique que nous ne corrigeons pas ici (correction de forme principalement).

5.2. Choix des paramètres granulométriques à étudier et résultats

Dans un premier temps, nous avons analysé les cinquante-neuf courbes granulométriques afin de choisir les paramètres statistiques à étudier. Au vu de la répartition des tailles granulométriques de la tange et du stock disponible, les paramètres choisis vont être importants car peu de variations sont observées sur les courbes granulométriques. Vingt-trois courbes granulométriques sont présentées sur la Fig.IV. 34, à sept temps différents sur les quatre élévations.

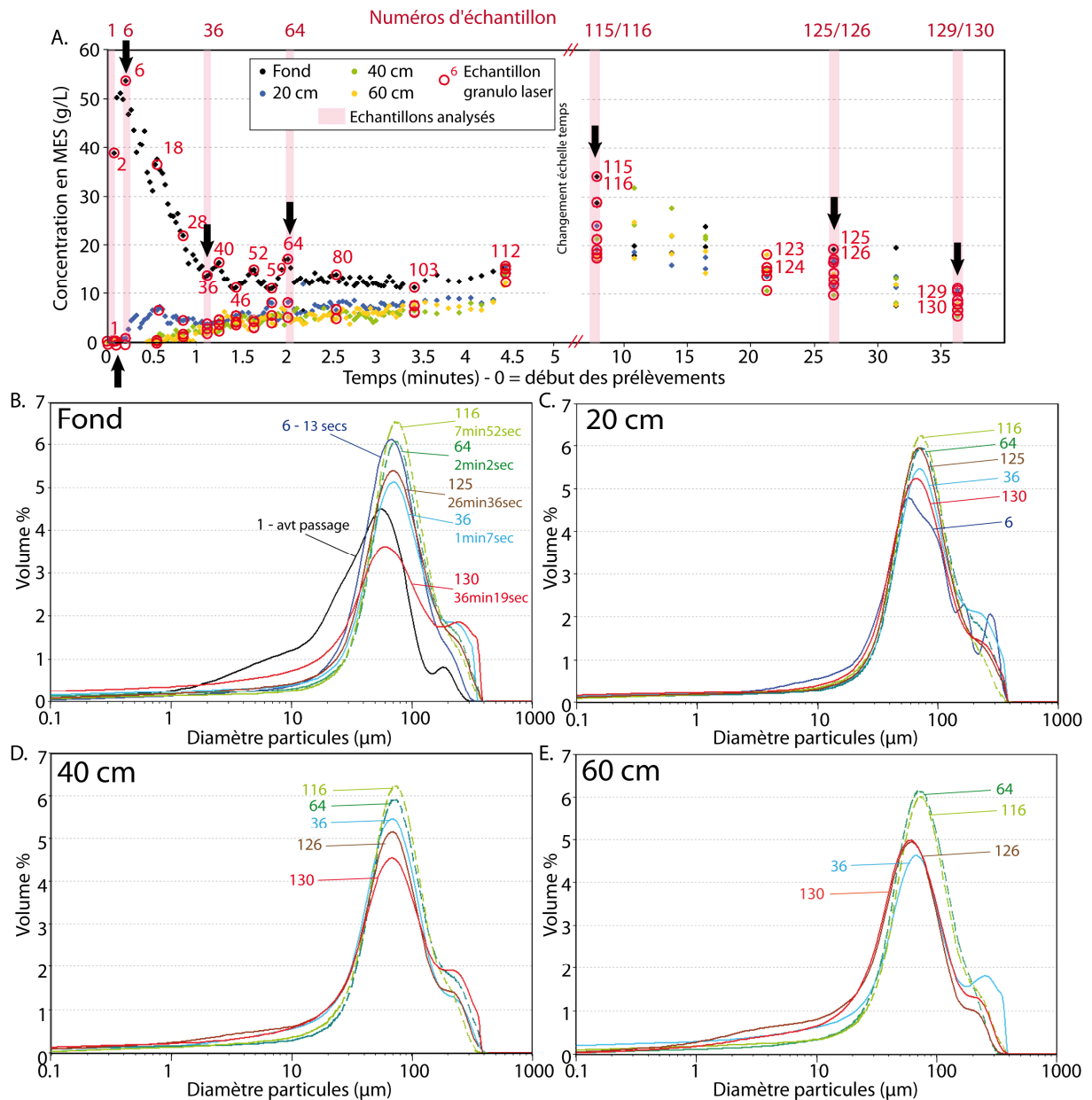


Fig.IV. 34 : A. Localisation des échantillons choisies pour l'analyse ; de B. à E. Courbes granulométriques associées aux échantillons prélevés sur le fond ; à 20 cm au-dessus du fond ; 40 cm au-dessus du fond ; à 60 cm au-dessus du fond respectivement

Sur les échantillons à 20, 40 et 60 cm au-dessus du fond, les variations granulométriques dans le temps sont très faibles (Fig.IV. 34C, D et E). De légères évolutions sont observées i) sur l'extrémité des courbes (entre 2 et 15 μm et au niveau de 200 μm) et ii) sur la valeur du mode principal ($\sim 70 \mu\text{m}$). Sur les échantillons prélevés au fond, les variations sont plus marquées avec principalement une évolution de la répartition des classes granulométriques entre avant et après le passage du mascaret (Fig.IV. 34B).

Nous avons étudié les différents paramètres granulométriques utilisés classiquement dans la littérature sur la totalité de nos échantillons. La plupart de ces paramètres mettent en valeur l'évolution des classes principales (le mode) en excluant les extrémités de courbe. Les paramètres statistiques du Skewness et du Kurtosis (prenant en compte les pieds de courbe) ne sont pas exploitables, le stock sédimentaire n'étant pas assez large pour donner des résultats significatifs. Dans ce paragraphe, seuls le mode et la moyenne sont présentés.

Evolution du mode principal

Le stock sédimentaire de tangue est principalement unimodal (courbe noire - Fig.IV. 33). La Fig.IV. 35 met en évidence l'évolution de la gamme de taille dominante en volume (%) en fonction du temps et sur les quatre points de prélèvements verticaux. Sur la totalité des échantillons prélevés, seulement quatre modes ressortent avec une différence totale de seulement 20 μm . Cette différence est faible mais compte tenu du stock de silts disponible, il est logique que le mode ne varie pas beaucoup.

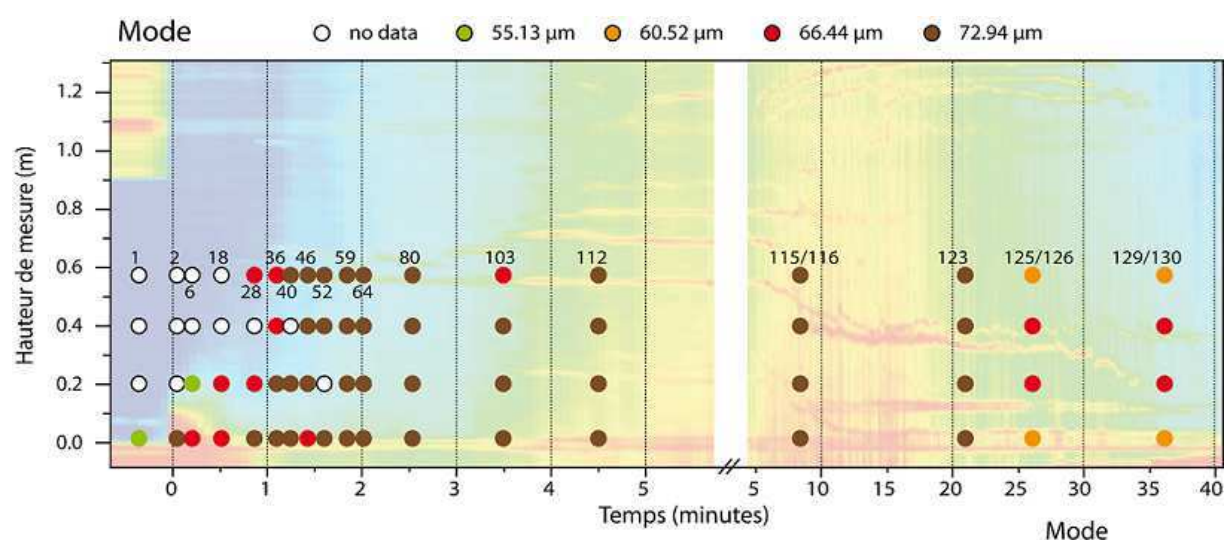


Fig.IV. 35 : Superposition du mode granulométrique sur les concentrations en MES de la perche ASM

La principale variation est relevée au passage du mascaret en passant rapidement d'un mode de 55,13 μm à 72,94 μm sur le fond. Très rapidement, l'augmentation du mode est mesurée sur les quatre points verticaux. Le mode est homogène sur les quatre points, à partir d'une minute et 20 secondes jusqu'à 20 minutes après le passage du mascaret, moment à partir duquel la concentration en MES commence à diminuer. Ensuite, le mode diminue progressivement lors de la fin du flot.

Evolution de la moyenne granulométrique

L'évolution de la moyenne des échantillons montre globalement les mêmes tendances que le mode en mettant en avant une évolution de la granulométrie sur la verticale. Logiquement la moyenne est plus grossière sur les points de prélèvement du fond et plus fines vers les points hauts.

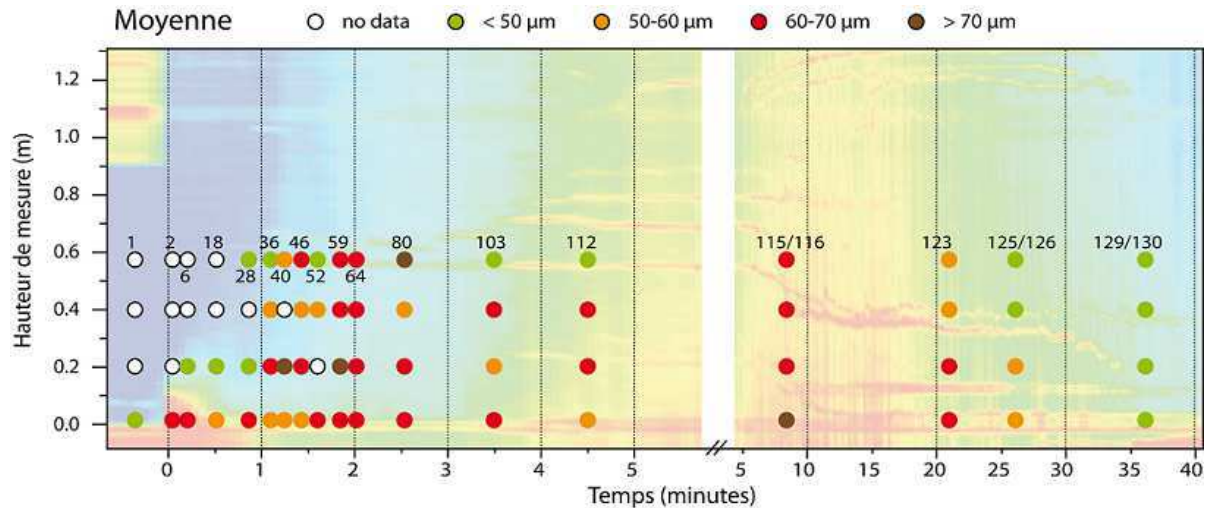


Fig.IV. 36 : Superposition de la moyenne granulométrique sur les concentrations en MES de la perche ASM

Evolution des proportions entre les principales « classes granulométriques »

Afin d'avoir une vision globale de l'échantillon, nous avons choisi de travailler avec le pourcentage de répartition des classes granulométriques définies par Wentworth (1924). Dans la tange, les trois principales classes représentées sont de l'argile (de 0 à 2 µm), du silt (de 2 à 60 µm) et du sable (de 60 µm à 2 mm). La répartition de ces proportions peut nous renseigner sur la capacité de l'écoulement à transporter le sédiment présent sur le site. Pour cela, nous prenons comme référence la répartition des classes des échantillons d'un doublet de marée classique (Fig.IV. 37A)

Avant le passage du mascaret (Fig.IV. 37C), le sédiment en suspension est représenté essentiellement par du silt avec une proportion d'argile non négligeable. Il se rapproche ainsi de la répartition granulométrique de la couche superficielle du doublet de marée (Fig.IV. 37A). Dès le passage, les particules remises en suspension sur le fond sont de tailles plus grossières (dominance des sables fins). Cette répartition est comparable à celle d'un doublet entier. La mise en suspension de la totalité du sédiment n'est pas progressive mais brutale. Très rapidement, la granulométrie des particules en suspension est homogène sur la colonne d'eau. La proportion de sables fins devient maximum lors du passage du nuage turbide, ce qui indique une période de capacité de transport maximale. A la fin du flot, la répartition granulométrique des MES tend vers un sédiment plus fin du même type que la couche superficielle des doublets de marée.

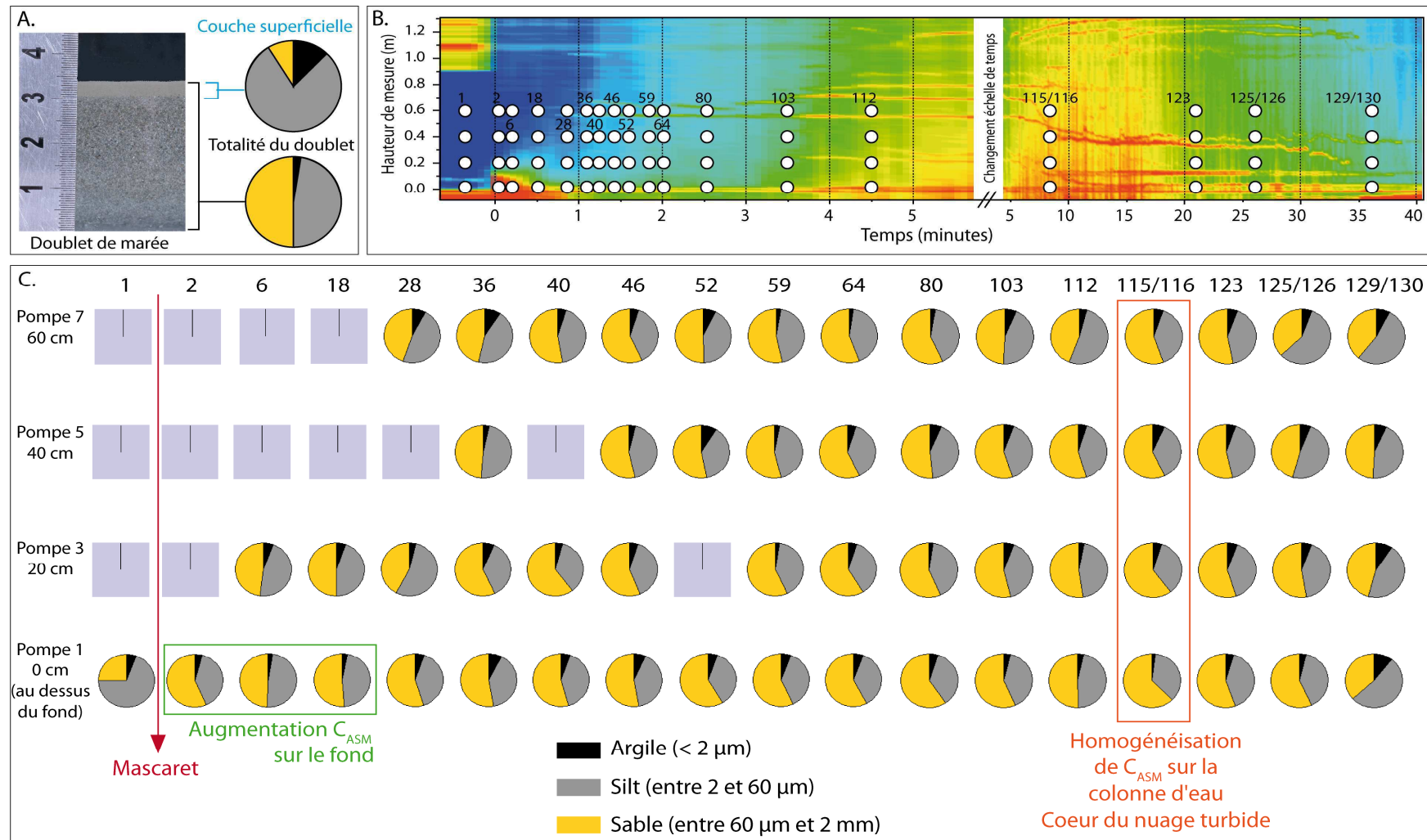


Fig.IV. 37 : Représentation de l'évolution de la granulométrie dans le temps et sur la verticale sous forme de graphique circulaire avec trois classes granulométriques : argile, silt et sable. A. Graphiques sur un doublet de marée ; B. Localisation des prélèvements dans le temps et sur la verticale ; C. Totalité des graphiques circulaires sur les quatre hauteurs de prélèvement

Evolution de la classe de taille inférieure à 2 μm

Avec l'étude de la répartition granulométrique en pourcentage de volume, la présence de particules fines est masquée par les volumes importants des particules grossières. La présence de particules fines est pourtant non négligeable dans un sédiment comme la tange. Cette classe granulométrique est étudiée à l'aide de paramètres différents de ceux indiqués dans la littérature.

Les classes de particules fines sont mises en avant à l'aide de la répartition en surface (% - courbe orange Fig.IV. 38) et en nombre (% - courbe bleu Fig.IV. 38) fournie par le granulomètre laser.

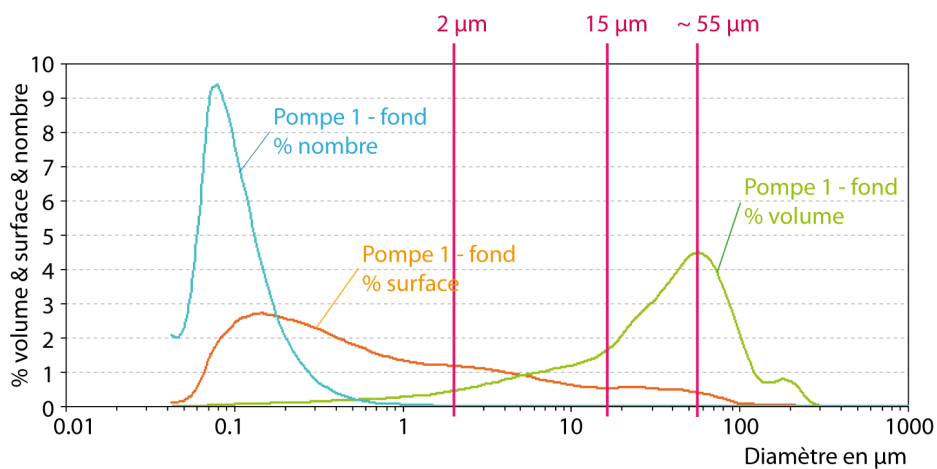


Fig.IV. 38 : Courbes granulométriques représentées en pourcentage de volume, de nombre et de surface sur l'échantillon avant le passage du mascaret sur le fond

La classe granulométrique inférieure à 2 μm est présente en quantité non négligeable dans tous nos échantillons. L'évolution du pourcentage de cette classe est observée Fig.IV. 39.

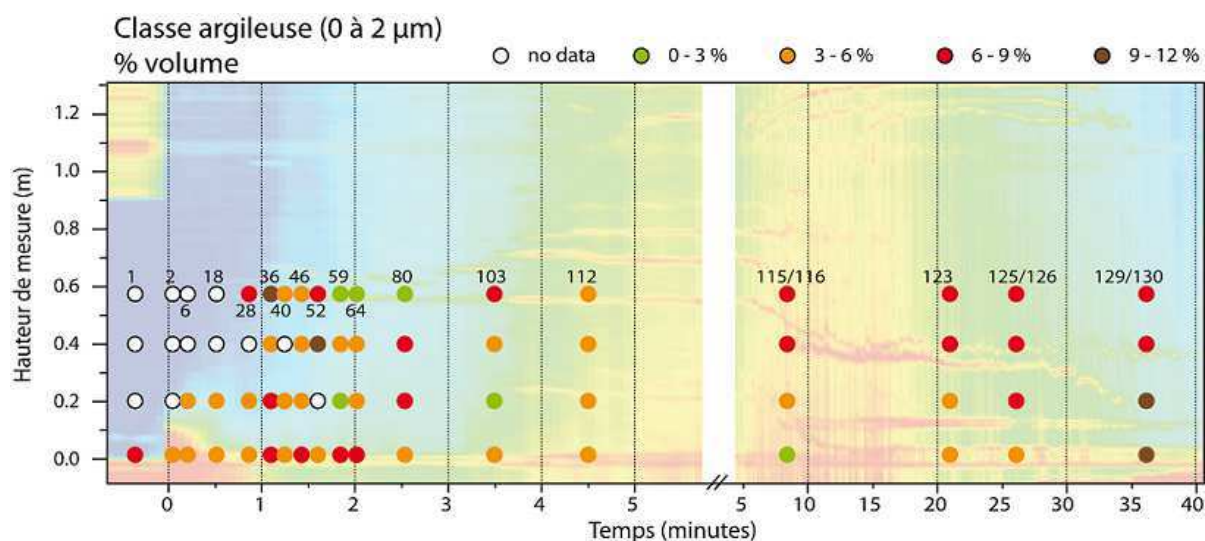


Fig.IV. 39 : Superposition du pourcentage en volume de la classe argileuse (< 2 μm) sur les concentrations en MES de la perche ASM

Pendant le flot, le pourcentage de la classe argile dans les échantillons atteint 12 % de la totalité de la répartition. Avant et après le nuage turbide, la fraction argileuse est élevée car elle reste longtemps en suspension (vitesse de chute faible).

Des granulométries laser ont été effectuées sur cinquante-neuf échantillons prélevés à quatre hauteurs dans la colonne d'eau (sur le fond, 20 cm, 40 cm et 60 cm au-dessus du fond) pendant la période de flot d'un cycle de marée avec le développement d'un mascaret. Très peu de variations sont notées mais une analyse détaillée permet d'observer une évolution de la répartition des tailles de MES. Une nouvelle approche est testée pour caractériser la proportion de particules fines en étudiant l'évolution des classes granulométrique fine ($< 2 \mu\text{m}$) séparément et en analysant la répartition de cette classe en nombre (%) et en surface (%). La proportion de cette classe n'est pas négligeable (jusqu'à 12 %) et évolue également au cours du flot.

La variation principale des paramètres granulométriques est observée au passage du mascaret. Le mode principal augmente avec un gradient grano-décroissant vers le haut. Le mode atteint son maximum sur la verticale, à l'arrivée du nuage turbide. Ces tendances sont également observées sur la moyenne granulométrique. L'homogénéisation de la granulométrie correspond à la mesure du maximum de la concentration en MES dans la colonne d'eau dans le nuage turbide. Cette période est également marquée par une nette dominance des sables fins et une faible proportion de la classe argileuse. Cette répartition indique une capacité de transport maximale lors du passage du nuage turbide.

A l'étale de haute mer, un gradient vertical grano-décroissant apparaît avec une proportion de particules fines plus importante vers le haut de la colonne d'eau. Cette décantation continue au début du jusant (point 129-130) (diminution du mode et augmentation de la proportion de particules fines).

6. Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons abordé différentes questions liées au transport des matières en suspension associé à une marée avec le développement d'un mascaret telle que i) l'évolution des concentrations à plusieurs échelles de temps et ii) l'analyse granulométrique des matières en suspension au début d'un cycle de marée jusqu'à 60 cm au-dessus du fond. L'étude comparative des différentes méthodes de mesures de concentration en MES nous a permis d'utiliser les techniques les plus appropriées sur notre site d'étude : i) la perche ASM et ii) les prélèvements par pompage.

Le principal critère limitant la mesure de MES est la saturation des instruments lorsque la concentration en MES est trop élevée. La fréquence d'acquisition et la multiplicité des points de mesures sont également des critères limitant le choix de l'instrumentation. Les deux méthodes utilisées (ASM et prélèvements) en parallèle présentent un excellent compromis pour mesurer une concentration en MES fiable à des fréquences spatio-temporelles correctes (2 Hz tous les 1 cm sur une hauteur de 1,44 m).

A partir de l'ensemble des données de concentration en MES, un modèle d'évolution de la concentration est proposé lors d'un cycle de marée soumis au développement d'un mascaret. Ce modèle est comparé à un modèle d'évolution de concentration en MES dans un estuaire sans développement de mascaret mais avec la présence d'une zone de turbidité maximum (ou bouchon vaseux). Le principal résultat est la mise en évidence d'une brusque augmentation de la concentration en MES sur le fond lors de la première minute après le passage du mascaret. Ensuite, les tendances d'évolution dans la colonne d'eau au flot, à l'étale de pleine mer et au jusant sont déjà connues dans d'autres estuaires. Cependant, les valeurs de concentration en MES mesurées dans la zone de turbidité maximum jusqu'en haut de la colonne d'eau sont élevées comparées aux cas classiques sans mascaret.

Le pic de concentration en MES au passage du mascaret (jusqu'à 55 g/L) est suivi par une période de « diffusion » du sédiment dans le reste de la colonne d'eau jusqu'à l'arrivée de la zone de turbidité maximum (20 à 25 minutes après le passage du mascaret). La couche très concentrée de sédiment semble alimenter le nuage turbide.

Cette étude sur les MES met en évidence deux résultats importants en relation avec le mascaret : i) le développement d'un pic de turbidité sur le fond au passage du mascaret avec des concentrations jusqu'à 55 g/L ; ii) l'alimentation de la ZTM par le pic de turbidité lié au mascaret (concentration très élevées jusqu'en surface). Enfin à l'échelle locale, les données montrent clairement qu'on peut définir une zone de bouchon vaseux dans la zone estuarienne de la baie du Mont-Saint-Michel, ce qui n'avait jamais été fait auparavant.

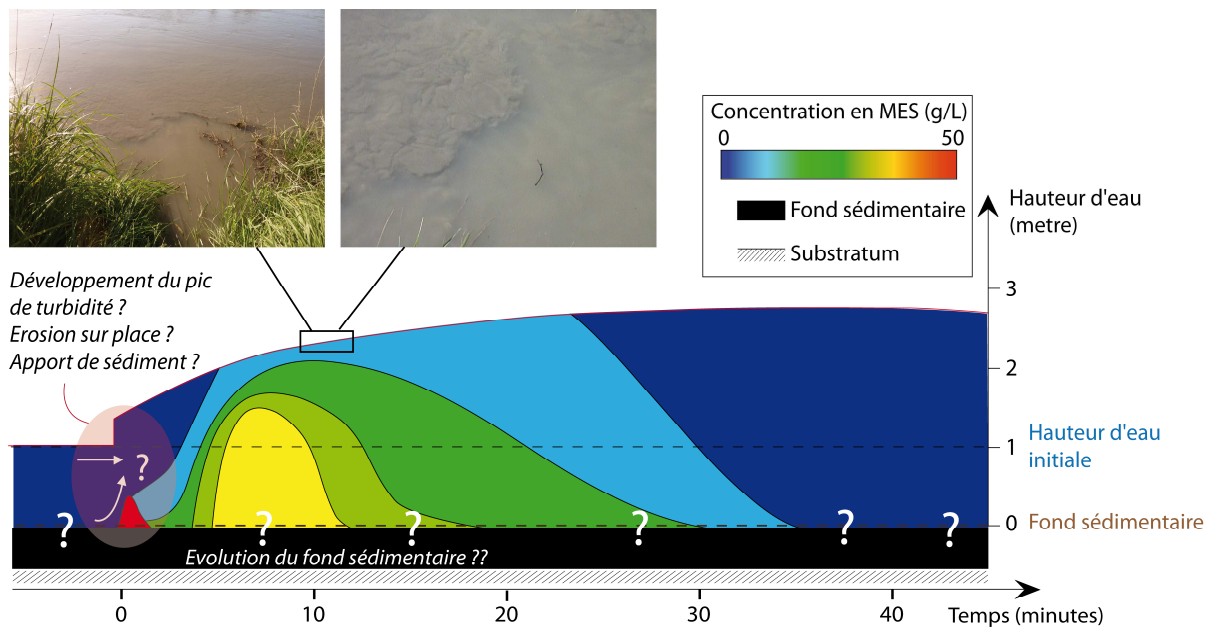


Fig.IV. 40 : Schéma synthétique de l'évolution de la concentration en MES dans la colonne d'eau lors d'un cycle de marée soumis au développement d'un mascaret sur le site du Bateau ; Photos de panaches turbides visibles à la surface se formant après le passage du mascaret proche des berges

Avec ces données de concentration en MES et de granulométrie, il nous est impossible à ce point de l'étude de décrire les phénomènes impliqués dans le développement du pic de turbidité au passage du mascaret. De ces valeurs de concentration se posent la question de l'origine des particules : remise en suspension des particules formant le fond sédimentaire, apport de sédiment de l'aval, apport des berges ?

Chapitre 5

Discussion

1.	INTRODUCTION	242
2.	ESTIMATION DU FLUX SEDIMENTAIRE.....	242
3.	ORIGINE DES MATIERES EN SUSPENSION TRANSPORTEES LORS D'UN CYCLE DE MAREE AVEC LE DEVELOPPEMENT D'UN MASCARET	245
3.1.	Evolution de la salinité sur le site du Bateau.....	246
3.2.	Affouillement autour de la perche ASM.....	248
3.3.	Evolution du fond sédimentaire à court terme	249
3.4.	Effet du passage d'un mascaret sur le sédiment en place	253
3.5.	Evolution du fond sédimentaire sur le long terme.....	258
4.	ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DU PASSAGE DU MASCARET	260
4.1.	Méthodes d'analyses des déformations observées dans la baie du Mont-Saint-Michel.....	262
4.2.	Observations des déformations de surface.....	264
4.3.	Enregistrement sédimentaire en carottes sur le site du Bateau et du méandre d'Argenne.....	269
4.4.	Discussion et interprétation de ces structures.....	276

1. Introduction

Les apports de cette étude, basée sur une double approche terrain/modélisation en laboratoire, portent sur trois aspects : i) les connaissances des propriétés physiques du matériau en place (la tange) ; ii) l'hydrodynamique de l'écoulement lié au passage du mascaret (évolution des vitesses, des accélérations et des contraintes visqueuses et turbulentes) ; et iii) l'évolution des concentrations en matières en suspension MES pendant un cycle de marée avec mascaret.

Après avoir étudié ces nombreux paramètres indépendamment, nous couplons ces données pour étayer les quelques hypothèses proposées précédemment.

- Les flux sédimentaires peuvent être estimés à l'aide des mesures de vitesse et de concentration en MES ;
- Le front de la marée saline peut être identifié avec des mesures de salinité et de température. Ces résultats sont couplés avec notre modèle d'évolution de la concentration en MES ;
- Une analyse de l'évolution du fond sédimentaire peut nous apporter des éléments pour déterminer l'origine du pic de concentration au passage du mascaret et de la zone de turbidité maximum du flot ;
- A partir de ces données d'évolution du fond, nous pouvons émettre quelques hypothèses sur l'évolution à long terme des couches sédimentaires influencées par le mascaret ;
- Enfin, une étude est réalisée sur la possibilité de préserver la signature du mascaret dans l'enregistrement sédimentaire

2. Estimation du flux sédimentaire

Nous disposons de mesures de vitesse et de mesures de concentration en MES sur un profil vertical. De ces mesures, nous pouvons estimer un flux sédimentaire instantané exprimé en $\text{kg/m}^2/\text{s}$ (Fig.V. 1). Berni (2010), Chanson *et al.* (2011) et Desguée *et al.* (2011) utilisent le produit des valeurs de concentration et de vitesse instantanées pour calculer le transport sédimentaire q_s .

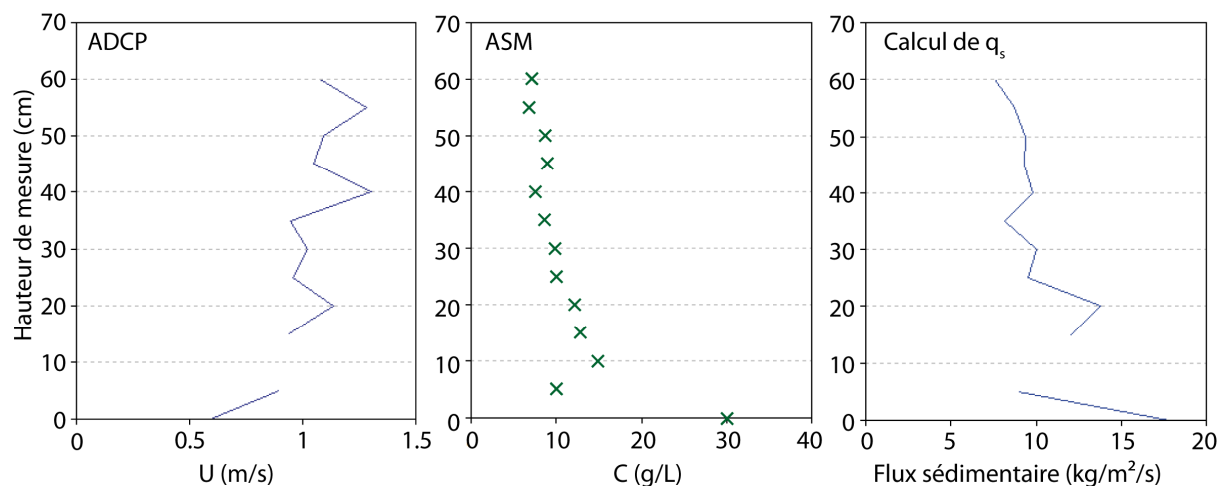


Fig.V. 1 : Profils moyens de la vitesse horizontale (U), de la concentration en MES (C) et du flux sédimentaire (q_s) après le passage du mascaret

$$q_s(t, z) = C(t, z) \times U(t, z)$$

Avec C , la concentration en MES et U , la vitesse longitudinale instantanée.

Les mesures de vitesse ADCP et de concentration ASM n'ont malheureusement pas été réalisées au cours des mêmes marées, respectivement en mars 2012 et mai 2012. Cependant la comparaison à une même hauteur les vitesses enregistrées par l'ADV au mois de mai 2012 avec la cellule correspondante de l'ADCP au mois de mars montre des ordres de grandeurs similaires. Nous considérons par conséquent que la combinaison ASM/ADCP nous permet d'estimer les flux sédimentaires. Ainsi à partir des diagrammes spatio-temporels de la vitesse longitudinale mesurée avec l'ADCP et de la concentration en MES mesurée avec la perche ASM, le diagramme spatio-temporel d'une estimation du flux sédimentaire lors du début du flot d'un cycle de marée à mascaret est obtenue (sur une hauteur de 60 cm à partir du fond) (Fig.V. 2).

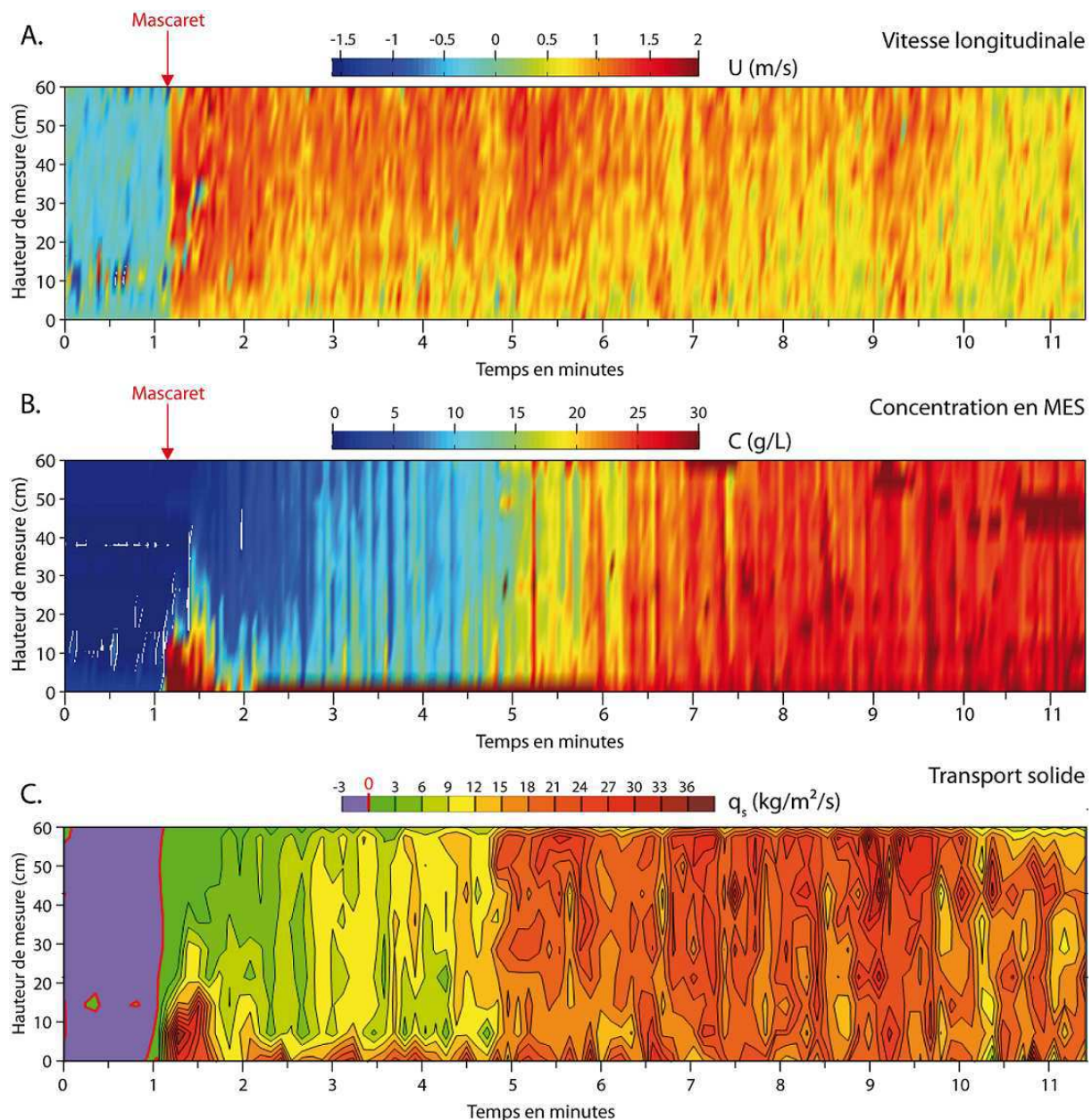


Fig.V. 2 : Calcul du flux sédimentaire (C) à partir de la vitesse longitudinale (A) et de la concentration en MES (B) au cours des 10 premières minutes du flot d'un cycle de marée avec le développement d'un mascaret

Au passage du mascaret, une zone de transport importante est distinguée sur le fond (40 kg/m²/s au niveau du pic de concentration). Ensuite, le phénomène de diffusion du sédiment mis en évidence précédemment (Chapitre 4) est bien marqué dans l'estimation du flux avec des valeurs de 10 kg/m²/s pendant environ 3 minutes après le passage du mascaret. Quatre minutes trente après le passage, un flux de 25 kg/m²/s débute sur une longue période. Ce transport intense sur la toute la hauteur de mesure correspond à la ZTM également mise en évidence dans le chapitre précédent.

Ces valeurs sont bien supérieures à celles calculées (1.1 kg/m²/s) dans l'estuaire du Couesnon (baie du Mont-Saint-Michel) par Desguée *et al.* (2011) en début de flot sans mascaret.

Pour la Garonne, des ordres de grandeurs de transport sédimentaire lors du passage d'un mascaret sont présentés dans l'étude de Chanson *et al.* (2011). Les données de concentration en MES utilisées dans ce cas sont calculées à partir de l'amplitude de l'ADV (comme présenté en annexe 1), impliquant un bruit non négligeable sur le signal. Avant le passage du mascaret, Chanson *et al.* (2011) note un flux constant vers l'aval de $4 \text{ kg/m}^2/\text{s}$. La Garonne est un fleuve avec un débit 100 fois plus important que celui de la Sée. L'écoulement de rivière seul transporte du sédiment en permanence. Quelques secondes après le passage du mascaret, le sens de transport des sédiments s'inverse vers l'amont et atteint des ordres de grandeur de plus de $100 \text{ kg/m}^2/\text{s}$. Quinze minutes après le passage, le flux sédimentaire se stabilise à une quarantaine de $\text{kg/m}^2/\text{s}$. Les ordres de grandeurs sont similaires entre la Garonne et la Sée si on prend en compte les différences de morphologie globale plus importante de la Garonne (largeur du chenal 4 fois plus élevée et profondeur au moins 2 fois plus élevée) et un débit solide déjà important avant le passage (débit moyen annuel de la Garonne entre 800 et $1000 \text{ m}^3/\text{s}$).

Les estimations du flux sédimentaire réalisées dans le cadre de cette étude montrent un pic de transport au passage du mascaret de l'ordre de $40 \text{ kg/m}^2/\text{s}$. La ZTM est également bien marquée mais une augmentation du flux avec des valeurs de l'ordre de deux fois plus importantes que celles du pic de mascaret. Les travaux sur la Garonne montrent des proportions similaires. Dans la baie du Mont-Saint-Michel, peu de mesures de flux précises ont été réalisées. Nous obtenons des valeurs 40 fois supérieures lorsqu'il y a le développement d'un mascaret aux valeurs disponibles en début de flot sans mascaret. Cela démontre que le mascaret a un impact significatif sur le transport des sédiments dans l'estuaire interne.

3. Origine des matières en suspension transportées lors d'un cycle de marée avec le développement d'un mascaret

La question de l'origine du sédiment en suspension dans la colonne d'eau doit être posée. Plusieurs origines sont possibles : érosion de fond du chenal lors du passage du mascaret et ensuite lors du flot ? et/ou apport par érosion des berges ? et/ou apport de l'aval avec le flot ? et/ou apport par un système de bouchon vaseux avec l'arrivée de la masse saline ?

3.1. Evolution de la salinité sur le site du Bateau

De façon générale, dans un estuaire on observe deux phases de remontée de la marée : i) la marée dynamique (avec ou sans mascaret) avec une inversion de courant au flot et ii) la marée saline avec l'arrivée progressive de la salinité associée à une variation de température. La marée saline a un retard par rapport à la marée dynamique, retard qui augmente progressivement vers l'amont de l'estuaire jusqu'à un point non atteint par la marée saline. C'est le cas du site instrumenté par Reun-goat *et al.* (2012) sur la Garonne, à 120 km de l'embouchure. La marée saline est à l'origine du piégeage de sédiment en provoquant des processus de floculation. Ainsi, le front salin (ou coin salé) est corrélé avec l'apparition d'un bouchon vaseux dans la plupart des estuaires. Dans le cas de l'estuaire de la Sée, nous pouvons comparer le temps d'arrivée de la marée saline avec le développement de la zone de turbidité maximum (ZTM) et voir si les deux sont ou non associés.

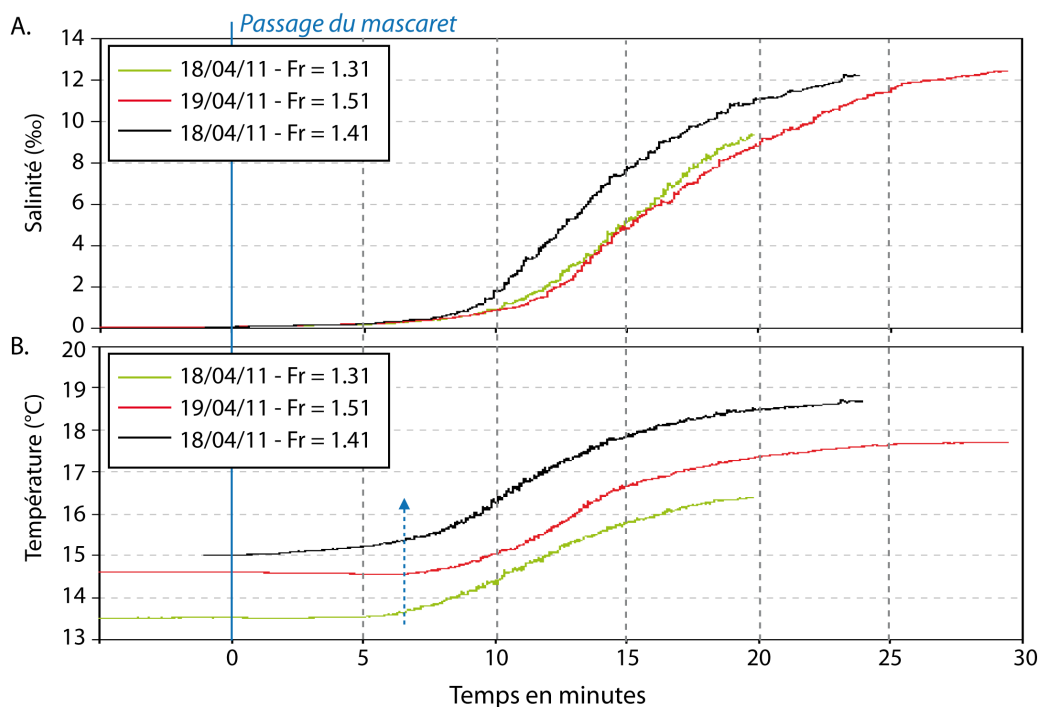


Fig.V. 3 : Mesures de la sonde CTD (20 cm au-dessus du fond) au cours de trois cycles de marées impactés par le mascaret. A. la mesure de la salinité et B. la mesure de la température

A partir des mesures de conductivités et de température de la sonde CTD et des mesures de température de l'ADV, l'arrivée de la marée saline sur notre site de mesure du Bateau est localisée. L'augmentation progressive des paramètres (salinité et température) est simultanée (Fig.V. 3). Ces mesures ont été effectuées sur de nombreuses missions et montrent que quelle que soit la période de mesure, les paramètres de salinité et de température commencent à varier environ 6 à 8 minutes après le passage du mascaret. Leur valeur se stabilise à la pleine mer.

Les deux paramètres évoluant simultanément, les données de température fournies par l'ADV pour déterminer l'arrivée du front salin sont utilisées lorsque nous n'avons pas de mesures CTD. Nous pouvons ainsi comparer les données de concentration en MES de la perche ASM avec l'arrivée de la masse saline pour les quatre cycles de marée (exemple du 6 mai 2012 Fig.V. 4B).

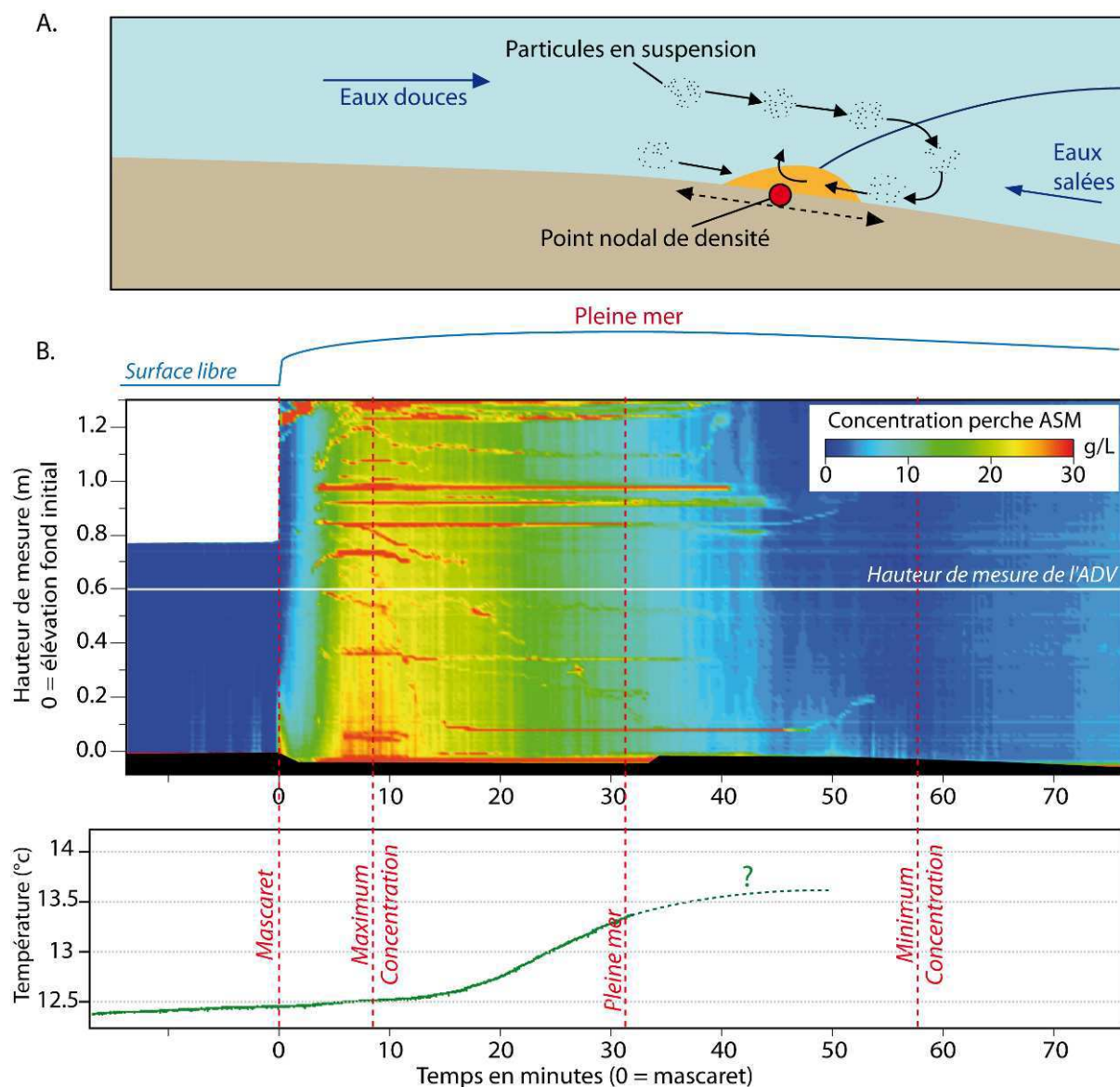


Fig.V. 4 : A. Fonctionnement d'un point nodal de densité ; B. Comparaison de la concentration en MES et de l'évolution de la température enregistrée par l'ADV le 6 mai 2012 lors du passage d'un mascaret

La limite amont de l'intrusion saline est appelée « point nodal de densité ». Lorsque la stratification de l'écoulement est importante, ce point de convergence induit la formation d'une zone de concentration maximum ou bouchon vaseux (Fig.V. 4A). Lors des mesures *in situ*, on observe l'arrivée de la masse saline au début de l'augmentation de la concentration liée à la ZTM. Le pic de concentration identifié au passage du mascaret montre un important stock de sédiment en suspension. Ce

stock qui est ensuite diffusé dans la colonne d'eau est disponible pour être « piégé » au niveau du point nodal de densité.

3.2. Affouillement autour de la perche ASM

L'étude de l'évolution du fond sédimentaire permet d'apporter des éléments pour répondre en partie aux questions sur l'origine du sédiment en visualisant les phases d'érosion et de dépôt. Les variations de fond sédimentaire sont analysées à partir de la perche ASM enfoncée d'une dizaine de capteurs dans le sédiment. Les capteursaturent lorsqu'ils sont enfouis dans le sédiment. Ces variations de saturation donnent des informations sur les principaux mouvements du fond sédimentaire.

La perche ASM enfoncée dans le sol doit induire un affouillement du fond sédimentaire. Afin de valider le suivi du fond sédimentaire par la perche ASM, une étude préliminaire sur l'affouillement qu'elle crée est réalisée.

La détermination des affouillements locaux a fait l'objet de nombreuses études depuis la fin du siècle dernier (Levillain, 1979 ; Chabert et Engeldinger, 1956 ; Sumer et Fredsoe, 2002). Dans un écoulement, près du fond, le gradient de vitesse dû à la couche limite donne naissance à un vortex en fer à cheval plus ou moins stable et présentant un maximum d'intensité sur l'amont du cylindre.

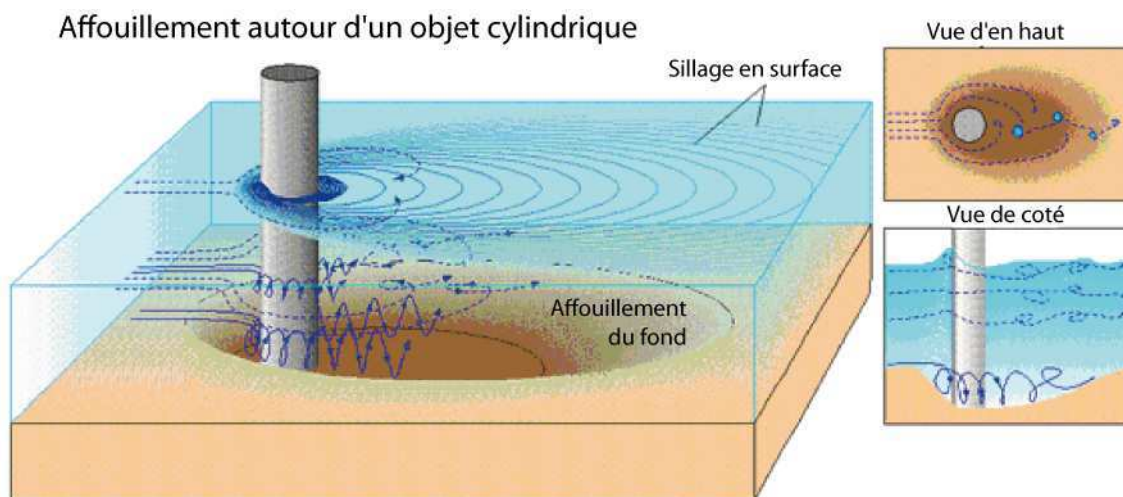


Fig.V. 5 : Schéma descriptif de l'affouillement local autour d'une pile cylindrique (d'après Levillain, 1979)

Le vortex à axe horizontal entraîne le sédiment et érode le terrain selon un cône d'affouillement situé sur la partie amont de la pile. L'affouillement maximum est obtenu pour des conditions d'écoulement entraînant un charriage généralisé (Chabert et Engeldinger, 1956). Sans

charriage, l'affouillement croît lentement jusqu'à se stabiliser dans le temps à une profondeur maximale Y_m alors qu'avec charriage, l'affouillement est rapide et oscille autour d'une valeur moyenne Y_n .

Le début de l'action érosive commence quand la vitesse moyenne de l'écoulement est d'environ la moitié de la vitesse critique d'érosion des sédiments (dans notre cas, dès le passage du mascaret).

Des études de Melville (1984) et Raudkivi (1986), montrent que pour des matériaux fins, un maximum d'affouillement est de $Y_n = 1.6 \text{ à } 1.7 D$ (D = diamètre de la pile) pour des valeurs de vitesse de l'écoulement faible. Lorsque la vitesse de l'écoulement augmente, on observe un affouillement maximum plus élevé de $Y_n = 2D$.

La perche ASM enfoncée dans de la tange est d'un diamètre de 3 cm. La profondeur maximale d'affouillement devant la perche peut donc être estimée à 6 cm. Malgré cet affouillement important, les capteurs optiques de la perche ASM, placés vers l'aval, mesurent à une distance de 10 cm de la perche (volume de mesure). On considère que la longueur de l'affouillement en amont de la perche est plus faible que la longueur de mesure (Fig.V. 5). Les capteurs vont donc saturer à la rencontre du bord de l'affouillement.

A partir de ces informations, on considère que le suivi du fond sédimentaire de la perche ASM est possible dans nos conditions de mesure.

3.3. Evolution du fond sédimentaire à court terme

L'évolution du fond est étudiée à partir des données obtenues au cours des quatre cycles de marée pendant lesquels l'ASM a été déployée en mai 2012 (cf. Chapitre précédent). L'interface eau/sédiment est extraite et présentée sur la figure V.6. Pour les cycles 2, 3 et 4, l'érosion est d'une épaisseur supérieure à l'enfoncement de la perche ASM (Fig.V. 6). Même si une quantification de l'érosion et du dépôt est difficile, il est toujours possible au moins de localiser les phases d'érosion et de dépôt sur le fond.

La localisation des phases d'érosion et de dépôt est régulière sur les quatre cycles de marée soumis au mascaret. Chacun des cycles est composé de six phases :

- i) Avant le passage : fond sédimentaire stable
- ii) Au passage du mascaret : forte érosion (de 5 à au moins 8 cm);
- iii) Fin du flot : courte stabilisation du fond sédimentaire ;

- iv) Etale / début du jusant : **dépôt** important, équivalent ou supérieure à la hauteur de sédiment érodé précédemment (de 3.5 à au moins 8.5 cm);
- v) Début du jusant : courte stabilisation du fond sédimentaire ;
- vi) Entre 25 et 45 minutes après le début du jusant : **érosion** parfois importante (de 2 à 8 cm) ;
- vii) Jusant jusqu'à l'étale de basse mer : **dépôt rapide** de 1 à 2 cm suivi par une phase de **dépôt très lente** jusqu'à l'arrivée du flot suivant.

La stabilisation de l'écoulement lors de la pleine mer permet au sédiment de se déposer et de compenser l'érosion du début du flot (mascaret). A pleine mer, le lit sédimentaire a quasiment retrouvé son élévation initiale. Sur un cycle de marée complet (flot + jusant), le bilan sédimentaire au fond du chenal semble être essentiellement dépendant de la phase d'érosion du jusant.

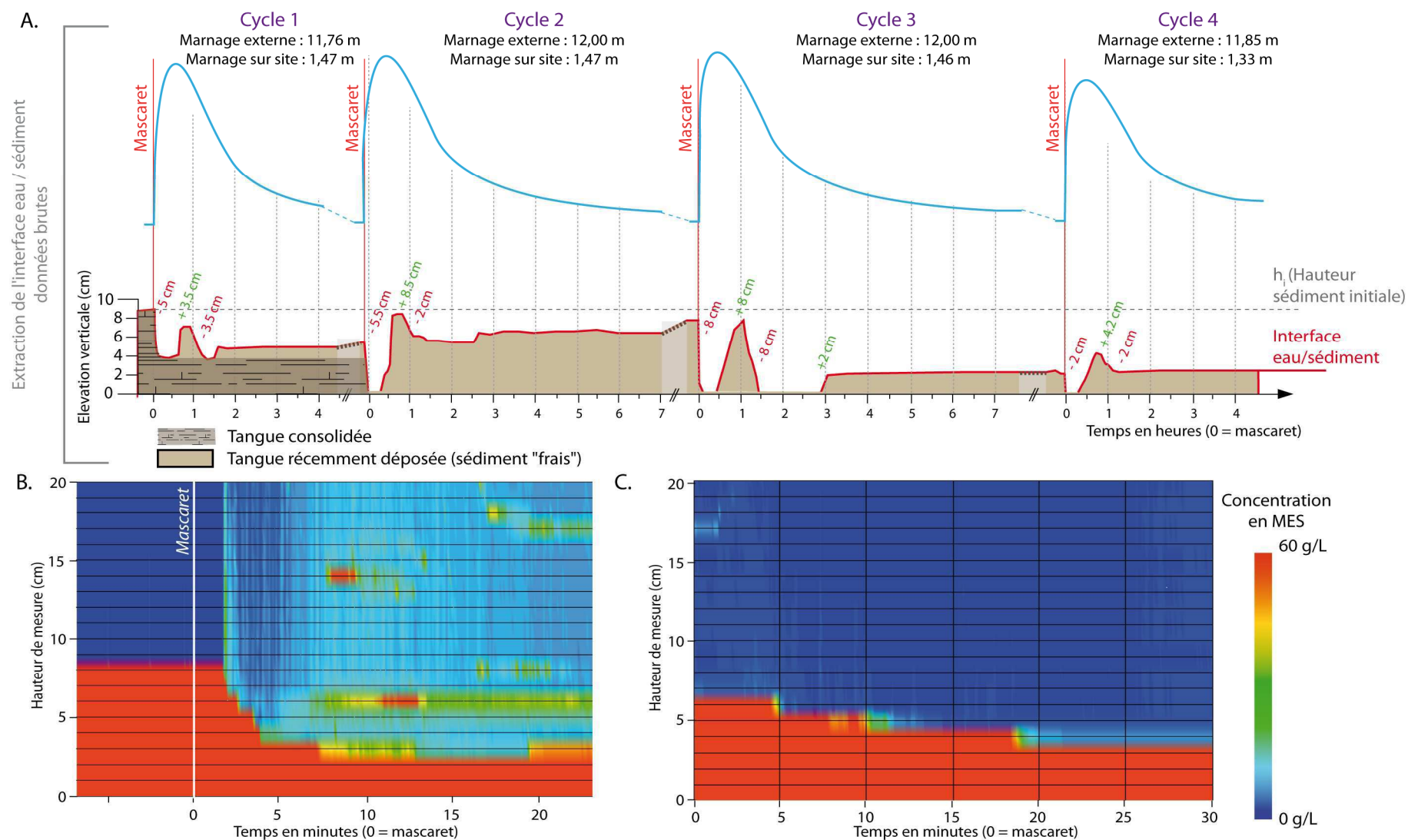


Fig.V. 6 : A. Périodes d'érosion et de dépôt du fond sédimentaire enregistrées par la perche ASM lors des quatre cycles de marées successifs (Mai 2012) (PM : Pleine Mer) ; B. Phase d'érosion du flot et C. Phase d'érosion du jusant

Les deux phases d'érosion et les deux phases de dépôt enregistrées par la perche ASM sont caractéristiques d'un cycle de marée dans un environnement estuarien, même sans mascaret (Fig.V. 7A). Une différence est constatée au début du flot en liaison avec le développement d'un mascaret. L'asymétrie entre le flot et le jusant est telle, qu'elle provoque une inversion de vitesse brusque à des valeurs de 1.5 m/s dans le sens d'écoulement de la marée. Lorsqu'il n'y a pas de développement de mascaret et que l'asymétrie est plus faible, les vitesses augmentent au flot plus progressivement (Fig.V. 7B).

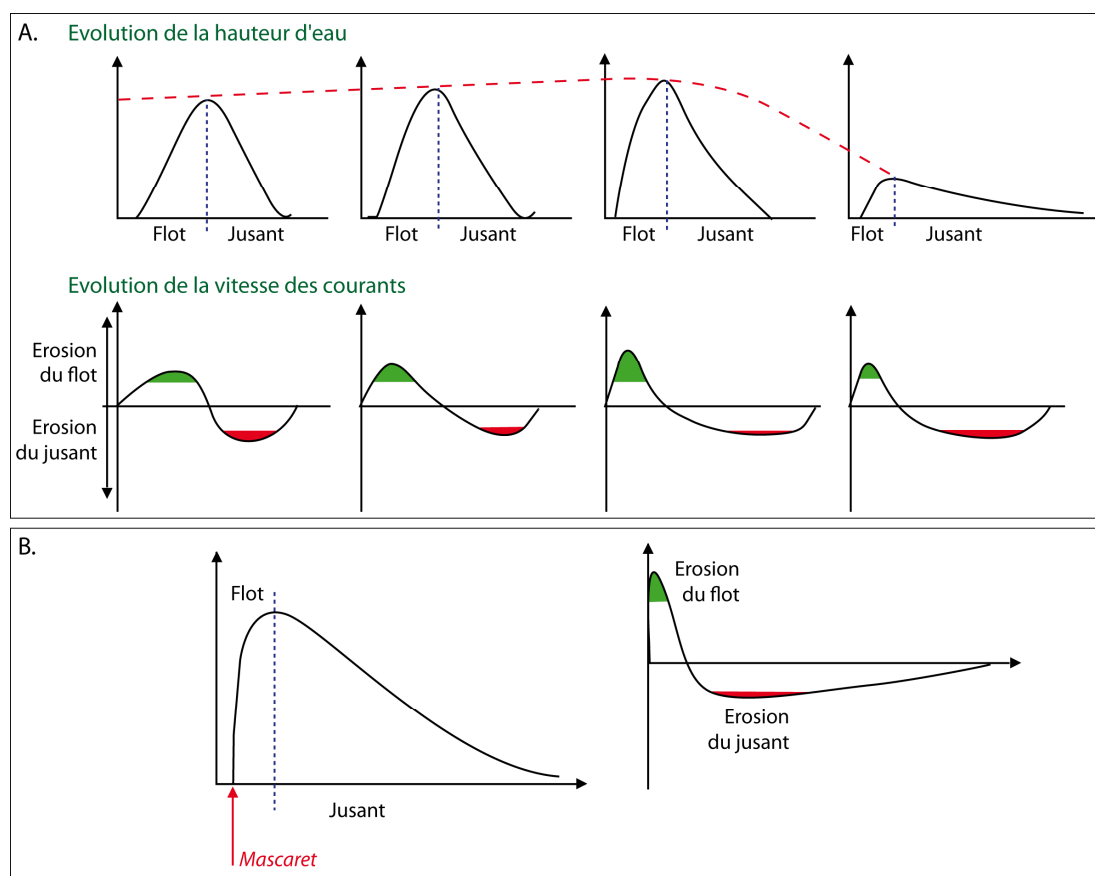


Fig.V. 7 : Bilan des phases érosion/dépôt lors d'un cycle de marée A. Sans le développement de mascaret (d'après Allen et al., 1980 ; Avoine, 1985 ; Dupont et al., 1996) ; B. Avec le développement d'un mascaret

L'importance de l'asymétrie entre le flot et le jusant liée au mascaret se répercute sur la durée des phases d'érosion au flot et au jusant (Fig.V. 7B). Plus l'asymétrie est importante, plus l'érosion est intense au flot (Fig.V. 7A et B). Typiquement, sur les quatre cycles instrumentés, la durée d'érosion au flot est plus courte et plus intense que la période d'érosion au jusant (Fig.V. 6). Le mascaret entraîne une érosion du fond rapide de 2.3 cm/min alors que le taux d'érosion du jusant est de 0.6 cm/min. L'évolution des vitesses de l'écoulement au cours du cycle de marée contrôle ensuite les phases de dépôt/érosion.

Un schéma d'évolution du fond est proposé pour un cycle de marée marqué par le développement d'un mascaret sur notre site de mesure (Fig.V. 8).

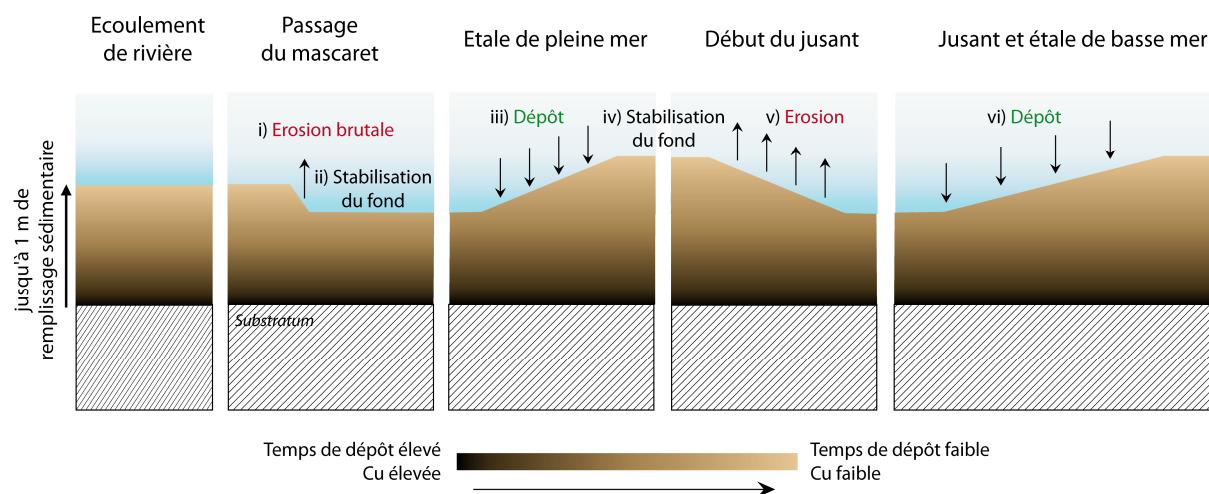


Fig.V. 8 : Schéma d'évolution du fond lors d'un cycle de marée avec un mascaret

Au cours d'un cycle de marée avec mascaret, les deux phases de dépôt et d'érosion d'un cycle tidal classique sont observées. L'asymétrie vers le flot conduit à une érosion en début de marée montante plus brutale, provoquant la remise en suspension d'une épaisseur importante (pluri centimétrique) de sédiment. La forte érosion mise en évidence au passage du mascaret, indique qu'une partie du sédiment en suspension dans le pic de concentration après le passage provient du site même de développement du mascaret. A l'échelle de plusieurs cycles successifs, les phases qui conditionnent le bilan total sont les phases d'érosion et de dépôt du jusant.

Ce modèle d'évolution est valable dans notre cas d'étude car la particularité du sédiment en place (la tange) dans le chenal est à prendre en compte.

3.4. Effet du passage d'un mascaret sur le sédiment en place

Les propriétés spécifiques de la tange identifiées dans la Chapitre 2 confèrent au fond sédimentaire un comportement particulier au passage du mascaret et des éteules.

Pour visualiser ce comportement, nous avons observé en laboratoire, l'évolution d'un doublet de tange soumis à une oscillation de surface libre (type houle ou mascaret ondulé) (Fig.V. 9A). Au tout début, la déformation de la surface libre n'a pas d'influence sur le fond sédimentaire. Après quelques dizaines de secondes, un seuil critique est atteint. Le sédiment se met en mouvement soudainement en se liquéfiant et, au rythme de chaque passage, la fluidisation du sédiment se propage progressivement en profondeur. La couche silto-argileuse (couche superficielle) est totalement remise en suspension. Après le passage de plusieurs ondes, la couche basale silto-sableuse se stabilise

en se tassant. A chaque passage, le sédiment est liquéfié et le fluide s'échappe de la couche de fond. Tous les grains se réarrangent et le tassement est maximum. Les contraintes nécessaires à l'érosion de la tange après ce réarrangement deviennent alors très élevées (Fig.V. 10).

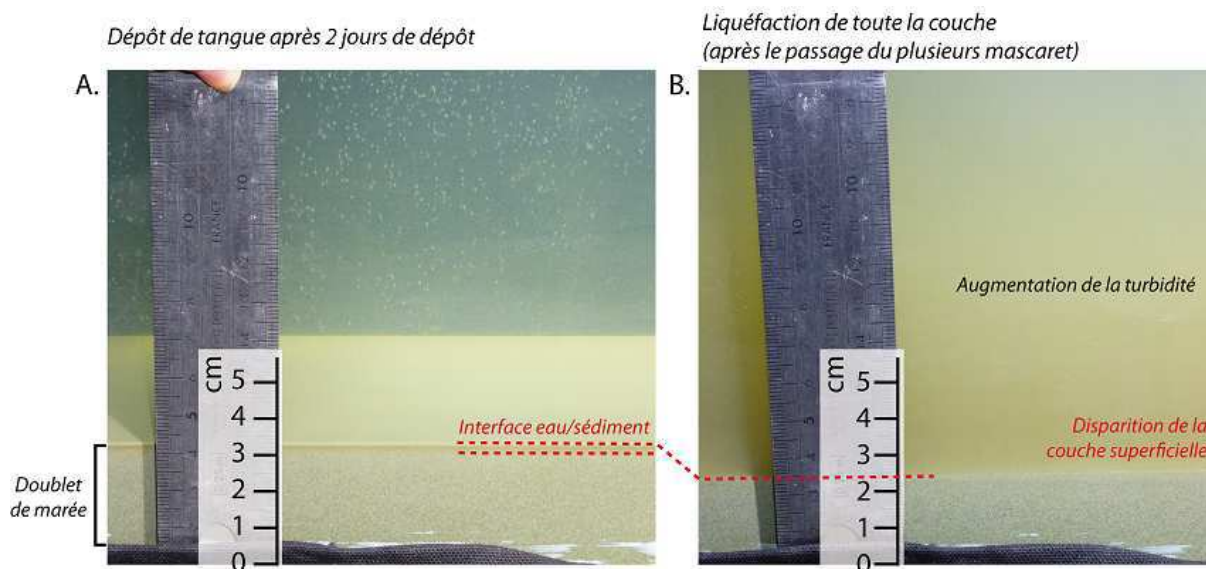


Fig.V. 9 : Photographies d'un dépôt de tange en canal A. Après deux jours de dépôt ; B. Après le passage de plusieurs mascarets

Ce phénomène de liquéfaction est mis en évidence avec un forçage de houle (Lindenberg et al., 1989 ; Feng, 1992 ; De Wit, 1995 ; Silva Jacinto, 2004 ; Mory et al., 2007 ; Biondi et al., 2013). Il est très bien décrit en particulier par Aussillous et al. (2007) qui mettent en évidence un seuil de gradient de pression induit par les vagues. Lorsque ce seuil est dépassé, une couche de sédiment est déstabilisée et remis en suspension produisant une surpression sur le lit encore en place (Green et al., 1997). Les surpressions internes se localisent préférentiellement au contact entre deux lits sédimentaires. Les gradients de pression à l'interface induisent des contraintes (normales et cisailantes) qui modifient la rhéologie du sédiment et entraînent la liquéfaction du sédiment et son entraînement vers la colonne d'eau. La consolidation débute juste après que le niveau de pression interstitielle a atteint sa valeur maximale dans le sédiment. Les grains se redéposent alors progressivement à partir de la zone la plus profonde liquéfiée, définissant ainsi un front de consolidation mobile.

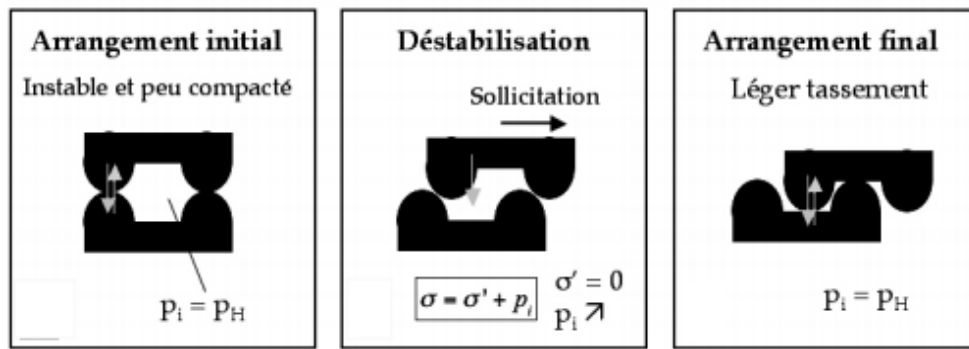


Fig.V. 10 : Schéma du comportement des grains au cours du processus de liquéfaction (Aussillous et al., 2007)

Dans le cas de la houle, la liquéfaction du sédiment est due à une oscillation de la surface libre. Lors d'un développement de mascaret ondulé, le niveau d'eau augmente brutalement et oscille au passage des éteules. Dans le chapitre 3, on met également en évidence une augmentation des contraintes turbulentes tangentielle et de la TKE sous les creux des éteules.

Cette analyse est complétée par le calcul des contraintes turbulentes normales (Fig.V. 11). Les contraintes normales turbulentes (u'^2) augmentent également au niveau du creux des éteules dans le cas des mascarets simulés en laboratoire. L'évolution cyclique de ces contraintes normales entraîne des surpressions dans la couche sédimentaire.

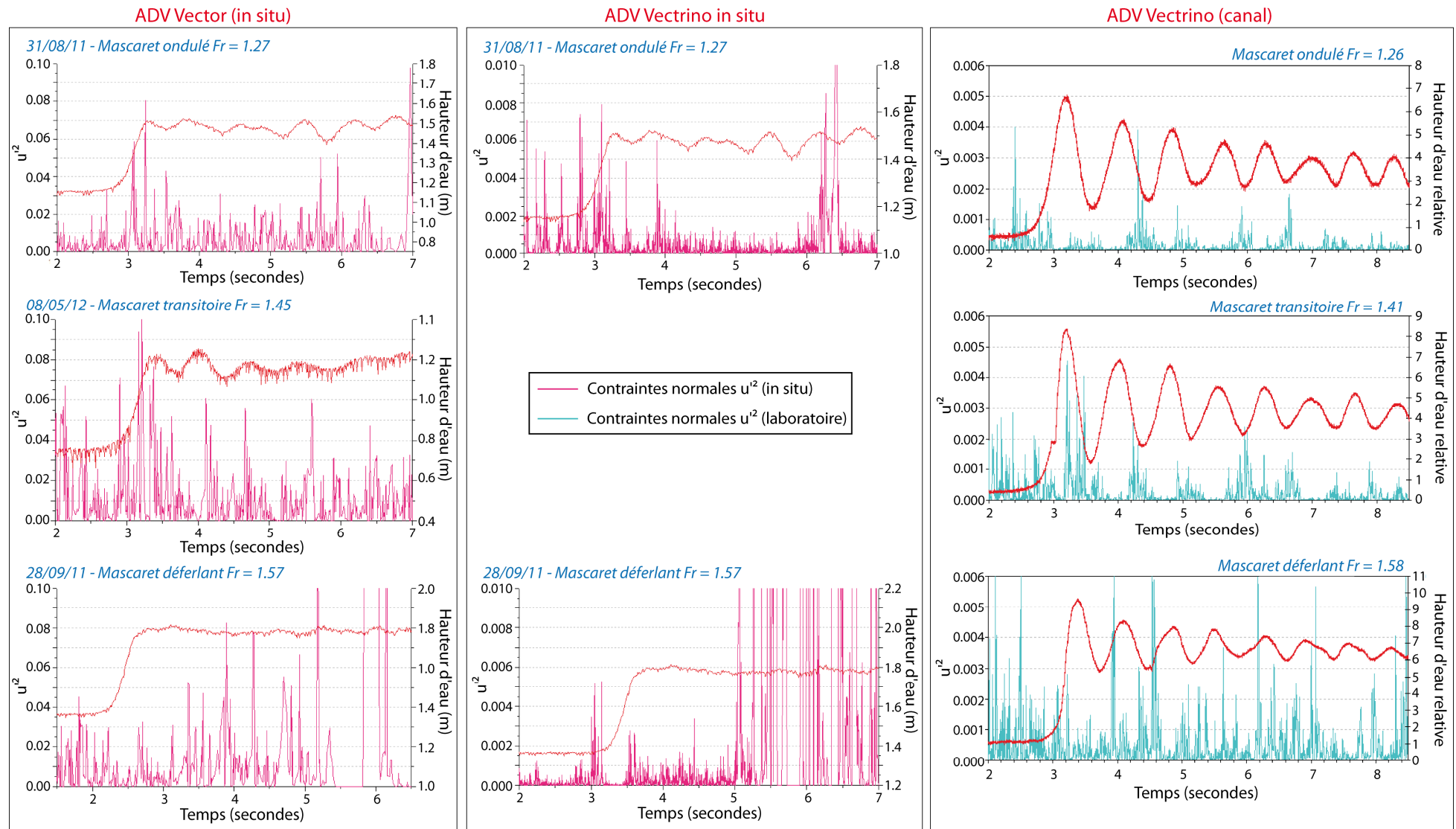
Au vu des mesures réalisées sur l'évolution du fond sédimentaire pendant les quatre cycles de marées de vives-eaux de mai 2012 et des observations réalisées dans le canal en laboratoire, nous pouvons proposer une hypothèse sur l'influence du mascaret sur le fond sédimentaire.

Le sédiment présent dans le fond sur chenal s'est déposé en plusieurs fois (plusieurs marées). Les couches les plus profondes subissent un tassement du fait du poids des couches supérieures et de la colonne d'eau. Lors des marées de faibles coefficients (mortes-eaux, vives-eaux) sans développement de mascaret sur notre site de mesure, la dynamique du sédiment de fond de chenal est extrêmement limitée (hors période de crue). Pendant les grandes vives-eaux, l'amplitude et l'intensité des mascarets évoluent au cours du temps avec l'augmentation du marnage jusqu'au pic de vive-eau. Les premiers mascarets, de plus faible amplitude, déstabilisent la couche sédimentaire en liquéfiant progressivement les lits superficiels tout en restant sous le seuil de gradient de pression défini par Aussillous et al. (2007). Une faible épaisseur de sédiment est érodée et mise en suspension. Les mascarets de plus grande amplitude ont ensuite la capacité de remettre une épaisseur plus importante de la couche superficielle en suspension car cette couche a progressivement été déstructurée. Il

existe donc une intensité de mascaret seuil (TB_{seuil}^1) au-delà de laquelle l'érosion devient massive. Sur les mesures de terrain de l'évolution du fond (Fig.V. 6), ce seuil pourrait se produire entre le premier et le deuxième cycle de marée où l'épaisseur d'érosion au passage du mascaret 2 est très supérieure à l'épaisseur érodée au mascaret 1. Cette hypothèse est appuyée également par l'épaisseur de sédiment érodé au cours du jusant. Le jusant érode la même épaisseur de sédiment qu'au passage du mascaret. La couche inférieure n'est pas encore mobilisable et est érodée seulement à partir du passage du mascaret suivant (cycle 2). Le jusant érode un sédiment « frais » qui a été déposé à la pleine mer.

Si l'amplitude des mascarets continue d'augmenter, l'effet de la liquéfaction se propage vers le fond permettant une remise en suspension encore plus importante. Ce système fonctionne jusqu'à un seuil. En effet, la liquéfaction du sédiment entraîne une expulsion de l'eau interstitielle et un réarrangement des particules au sein du lit (comme observé en canal). Le lit consolidé est alors de plus en plus difficile à éroder. Cette augmentation de consolidation peut se produire en même temps que la baisse de l'intensité des mascarets (déchet) ce qui se traduit par une diminution de l'épaisseur de la couche érodable.

¹ TB_{seuil} : Tidal bore seuil


 Fig.V. 11 : Calcul des contraintes turbulentes normales (u'^2) dans le cas de mascarets instrumentés in situ (Vector et Vectrino) et dans les trois cas de mascaret simulé en canal

La couche très superficielle mobilisable est toujours présente car elle est gorgée d'eau et peut être alimentée par l'apport sédimentaire de la marée (même sans mascaret).

Les contraintes turbulentes tangentiels et la TKE augmente sous chacun des creux se développant lors du passage d'un mascaret ondulé. La contrainte normale (u'^2) montre également une fluctuation en phase avec les éteules. Ces oscillations entraînent une liquéfaction du lit sédimentaire. Cette déstructuration du lit liée au passage du mascaret permet selon l'intensité du phénomène une remise en suspension plus ou moins importante. La liquéfaction entraîne une expulsion de l'eau interstitielle et un réarrangement des grains dans l'épaisseur de sédiment au fond du chenal. Après quelques passages de mascaret, le lit sédimentaire se consolide et devient très difficile à éroder (la contrainte critique d'érosion devient très élevée).

3.5. Evolution du fond sédimentaire sur le long terme

L'hypothèse d'évolution du fond sédimentaire peut être étayée par l'analyse du remplissage du chenal à long terme.

A partir de l'analyse des fonds sédimentaires lors de quatre marées successives et des nombreuses observations au cours des dix campagnes de terrain, des hypothèses d'évolution sur le long terme peuvent être proposées.

Au cours des trois années d'observation, une différence de remplissage sédimentaire du chenal de la Sée au Bateau a été constatée entre les différentes campagnes de terrain. L'épaisseur de sédiment dans le chenal évolue selon la période de l'année (Fig.V. 12). Deux ruptures sont distinguées en terme de remplissage sédimentaire : i) au cours de l'hiver le chenal se vide et ii) au printemps, le chenal se remplit de sédiment.

La vidange du chenal a lieu lors des périodes de crues (de décembre 2011 à février 2012 et de décembre 2012 à mi-avril 2013) où les sédiments sont érodés et transportés vers l'aval de la Sée. Ensuite, le chenal se remplit de sédiment dès les premières marées de grandes vives-eaux. Une fois le sédiment apporté par ces premières marées de fort marnage, il est soumis au fonctionnement décrit précédemment avec, au cours de la période d'étiage, une compaction progressive due au réarrangement des grains et l'expulsion de l'eau interstitielle. Le sédiment devenant plus compact, les forts courants de marée associés au mascaret ne peuvent pas éroder les couches de tange les plus profondes. Seuls les courants de crues auraient la capacité d'éroder ces couches consolidées à l'hiver suivant.

Nous partons donc du postulat que le chenal se vide de ces sédiments lors des crues hivernales de la Sée. En 2010-2011, la Sée n’a pas subi de crue importante dans la période hivernale, le chenal n’a donc pas été vidé. Par contre, en 2011-2012 et 2012-2013, les crues plus intenses ont permis la vidange sédimentaire du chenal.

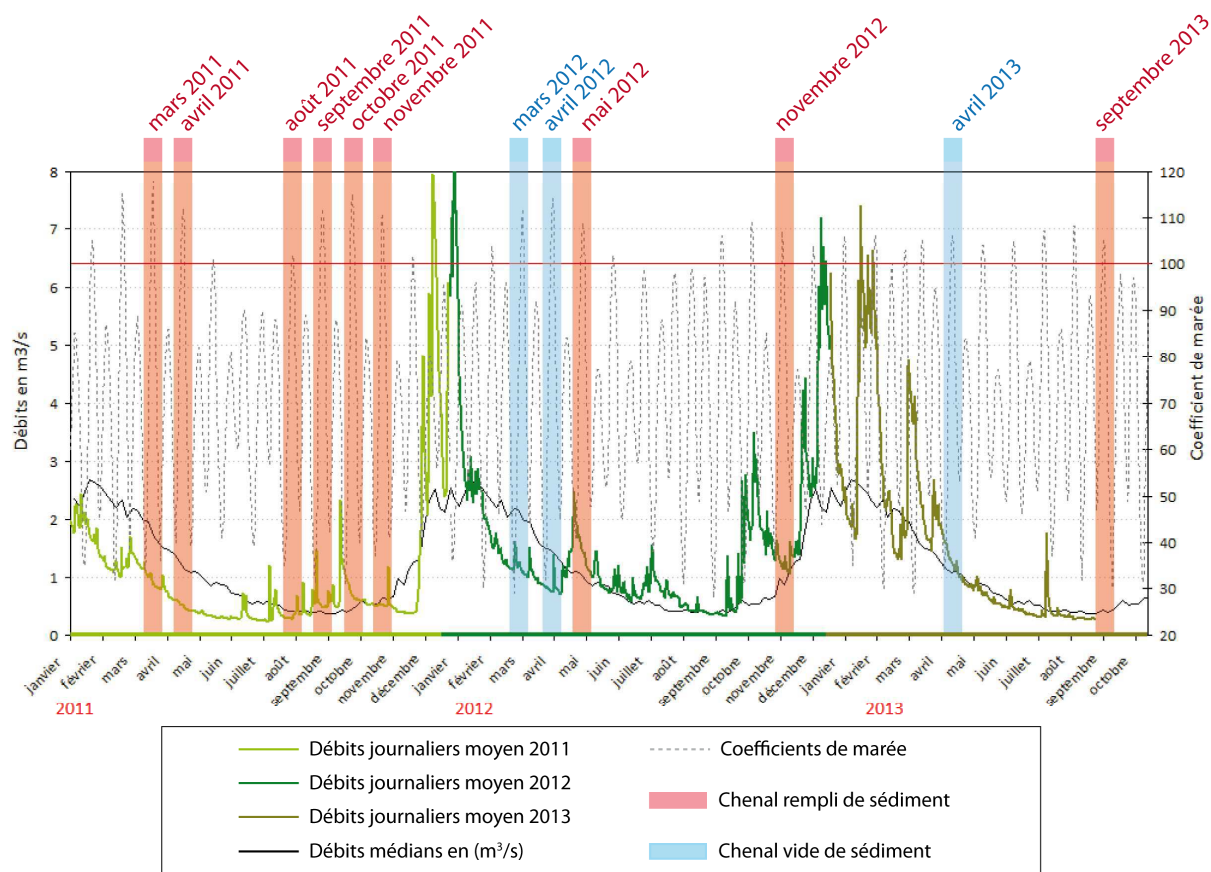


Fig.V. 12 : Graphique présentant l'évolution des débits journaliers moyens mesurés sur la Sée et les coefficients de marée sur les années 2011, 2012 et 2013. Corrélation avec les dates d'observations du remplissage du chenal en sédiments

A court terme l'influence du mascaret sur le fond sédimentaire est ciblée sur la liquéfaction du fond sédimentaire permettant une remise en suspension importante du sédiment dans la colonne d'eau. Il a donc un comportement érosif. A long terme le phénomène du mascaret tend au contraire à consolider le lit sédimentaire en augmentant la contrainte critique d'érosion (Fig.V. 13).

Ces hypothèses induisent que le stock sédimentaire du fond de chenal est disponible temporairement pour alimenter le transport sédimentaire. Il y aurait donc un rechargement annuel du stock de fond de chenal venant de l'aval et transitant par le biais d'un bouchon vaseux. Des mesures à long terme et sur plusieurs sites en amont et en aval de notre point de mesure, nous apporteraient des éléments pour valider cette hypothèse d'évolution.

Première grande vive-eau après les crues hivernales
Exemple en 2011 et 2013 correspond à Avril et Mai

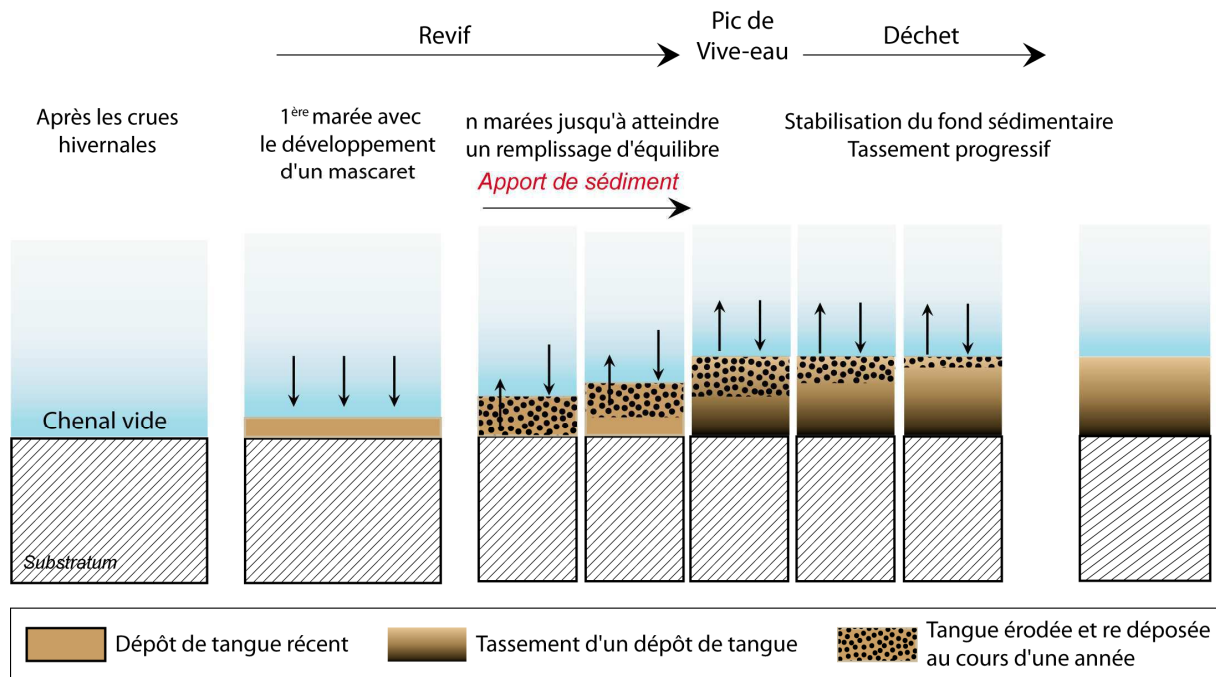


Fig.V. 13 : Hypothèses d'évolution du fond sédimentaire lors de la première marée de vive-eau

4. Enregistrement sédimentaire du passage du mascaret

Dans les paragraphes précédents, on met en évidence l'influence du mascaret sur le fond sédimentaire par un phénomène de liquéfaction des couches superficielles, une érosion importante avec une remise en suspension des sédiments puis un transport généralisé des particules dans la totalité de la colonne d'eau avant de se redéposer lorsque le régime des courants diminue.

Au cours des visualisations en canal de liquéfaction de la tange sous l'effet d'ondes de propagation, nous avons mis en évidence un phénomène de déformation des doublets de marées. Lorsque nous avons placé un doublet de marée dans le canal, la liquéfaction a été totale. Les sédiments les plus fins (couches supérieures du doublet) sont rapidement mis en suspension, et la couche basale s'homogénéise totalement. Lorsque plusieurs doublets de marées sont déposés, le doublet supérieur se liquéfie et à partir d'un certain seuil, la liquéfaction se propage en profondeur dans le doublet basal. Le lit superficiel de ce doublet, joue alors le rôle de marqueur de cette liquéfaction en se déformant. Après cette déformation, si l'oscillation de la surface libre continue, le doublet disparaît avec l'homogénéisation de la totalité du lit sédimentaire et l'expulsion des particules fines dans la colonne d'eau.

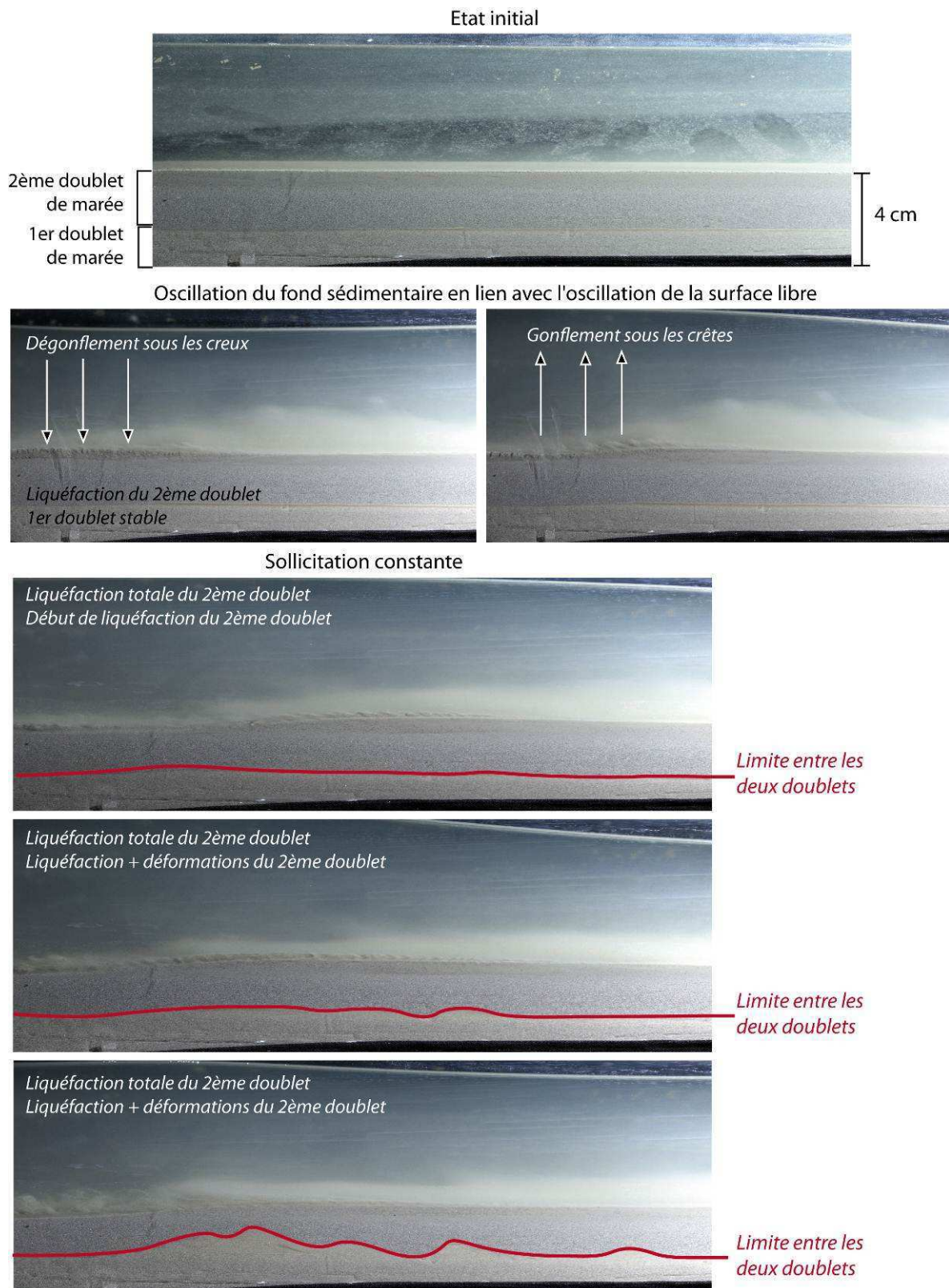


Fig.V. 14 : Photographies des essais réalisés en canal sur la tangue : propagation de la déformation des doublets de marée sous l'effet d'oscillations de la surface libre

Ces déformations observées dans le canal, ne sont pas sans rappeler les déformations identifiées sur le terrain dans l'estuaire de la Sée/Sélune et interprétées comme étant liées au passage du mascaret (Tessier et Terwindt, 1994). Ce type de déformation associées à l'impact du mascaret sont reconnues dans d'autres estuaires (Greb et Archer, 2007, estuaire du Turnagain, Alaska ; Fan et al., 2012, 2014, estuaire du Qiantang, Chine).

Au cours de la présente étude, de telles déformations ont à nouveau été reconnues le long du chenal de la Sélune et au nord du Grouin du Sud et également identifiées en carottes. L'objectif de ce paragraphe est de les comparer avec les structures décrites dans la littérature, de les caractériser et mieux comprendre leur genèse au vu des connaissances acquises sur le mascaret.

4.1. Méthodes d'analyses des déformations observées dans la baie du Mont-Saint-Michel

Les déformations sont principalement localisées sur les berges des chenaux de l'estuaire interne. Elles ont également été observées au nord du Grouin du Sud en 1994 et pendant cette étude. Des carottes ont été réalisées en quatre points où les déformations sont susceptibles d'avoir été enregistrées (Fig.V. 15).

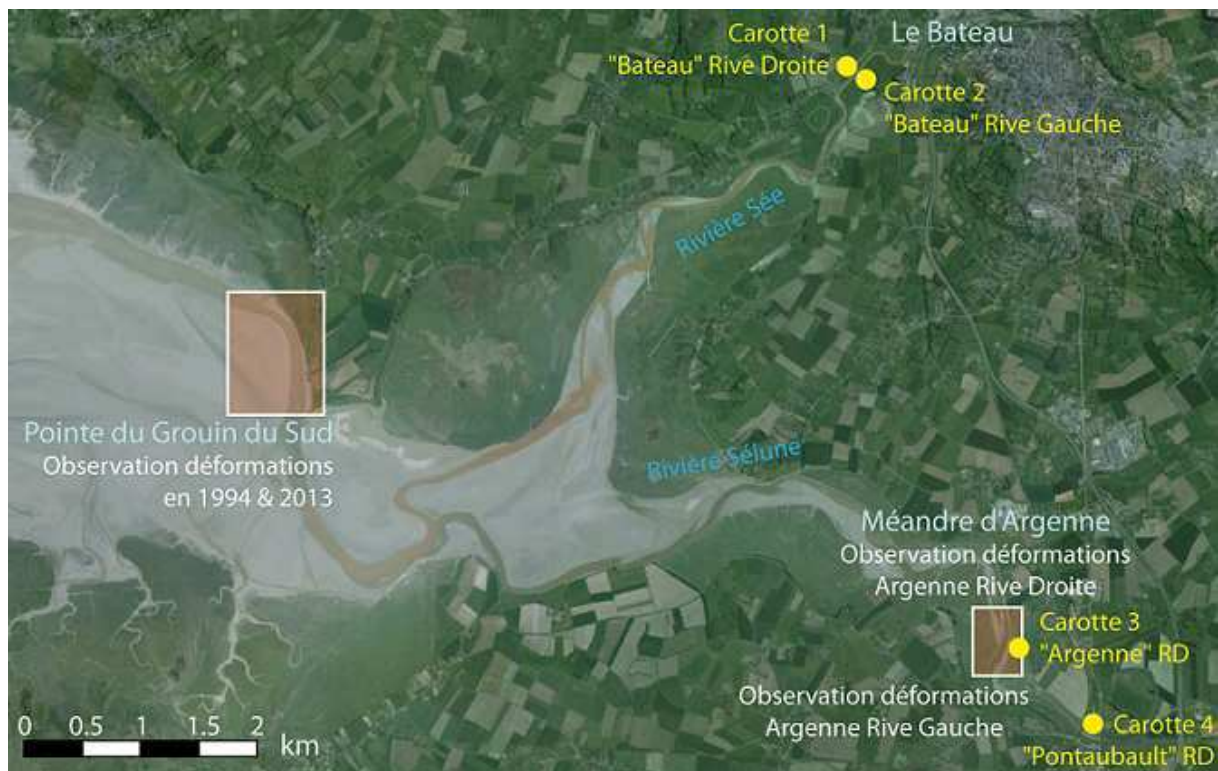


Fig.V. 15 : Localisation des points d'observations des déformations associées au mascaret en surface et localisation des points de carottage

Description des déformations in situ

Les observations *in situ* des déformations ont été réalisées pour décrire précisément les structures (faciès, orientation, position...). A partir de ces observations, une brève description de chaque type de déformation est réalisée avec des hypothèses sur leur formation.

Prélèvement sur le terrain par vibro-carottage

Quatre carottes d'environ 2 m ont été prélevées dans l'estuaire interne avec le vibrocarottier² de M2C Caen. Une carotte a été prélevée sur le site d'Argenne où les déformations ont été observées dans les berges en rive droite du chenal de la Sélune. Deux carottes ont été prélevées sur le site du Bateau en rive droite et gauche. Une dernière carotte a été prélevée en rive droite de la Sélune à Pontaubault.

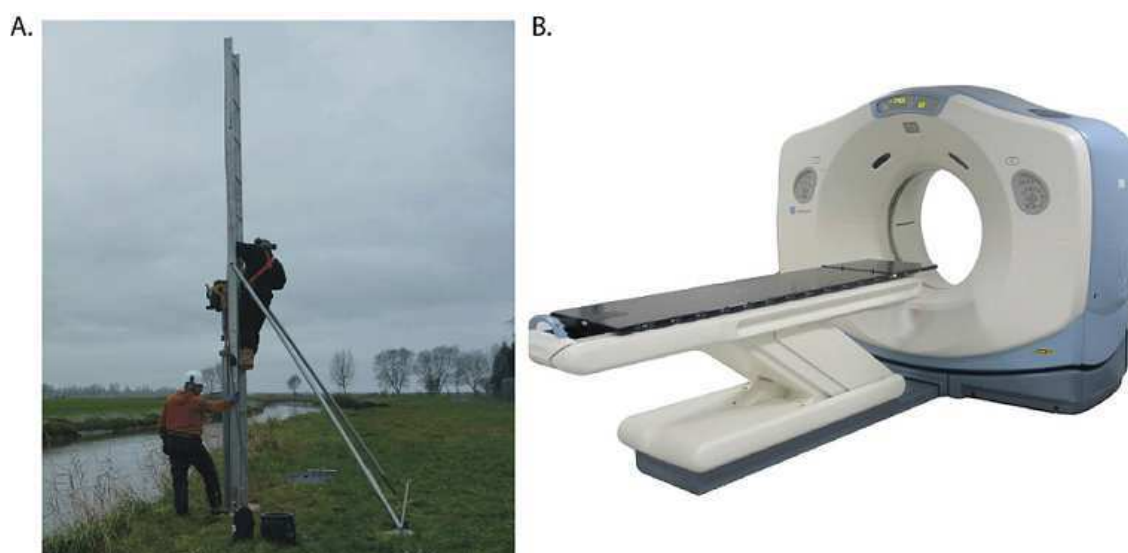


Fig.V. 16 : Photo de l'instrumentation utilisée pour l'étude des déformations du sédiment. A. Vibro-carottier du laboratoire M2C ; B. Scanner à rayons X du Centre Scientifique et Technique Jean Féger de Total à Pau

Scanner

Toutes les carottes ont été tronçonnées sur le terrain en section de 1 m. Avant ouverture en laboratoire, les quatre carottes ont été analysées par rayon X (scanner médical) au Centre Scientifique et Technique Jean Féger (CSTJF) de Total à Pau. Cette technique non destructive permet la re-

² Le vibrocarottier a été construit d'après une conception d'Amaury de Resseguier (Université de Bordeaux I) pour l'UMR M2C par Jean-Paul Lehodey, et amélioré par Franck Lelong et Sylvain Haquin. Le carottier peut être facilement transporté. De mise en œuvre rapide (1h30 est nécessaire pour le prélèvement d'une carotte), il permet de prélever des carottes jusqu'à 8 mètres de long (Billeaud, 2007).

constitution, à partir d'images en coupe, d'un objet à trois dimensions (Weill, 2010). Le matériel utilisé est le CT-Scan (Computerized Tomography Scan) Lightspeed16 de General Electrics. Les carottes sont placées à l'horizontale sur le banc de positionnement. Leur orientation berge/chenal est repérée. Une fois la carotte alignée par rapport aux axes du faisceau, celle-ci est scannée sur toute sa longueur par tranches de 0.63 mm. Un bloc tri-dimensionnel est reconstitué à partir des tranches, d'où sont extraites des sections virtuelles : deux tranches orthogonales correspondant à une coupe *cross-shore (dip)* et une coupe *longshore (strike)*, un déroulé correspondant à la projection d'un cylindre de diamètre inférieur à celui de la carotte, et une sélection de tranches espacées de 10 cm. La résolution des images obtenues est de l'ordre de 0,2 mm/pixel.

Cette méthode d'imagerie a permis une identification des structures sédimentaires sans risquer de déstructurer les litages. A l'aide de ces observations, deux carottes ont été choisies pour être ouvertes et décrites précisément.

4.2. Observations des déformations de surface

Deux sites sont indiqués sur la carte (Fig.V. 15) comme présentant des déformations en surface ou dans la coupe des berges en érosion. Ces déformations couvrent de faibles superficies (quelques dizaines de m² en surface) et peuvent disparaître rapidement avec la divagation rapide des chenaux dans la baie. Dans les deux cas, les déformations sont localisées dans la courbure principale du chenal, sur la rive en érosion.

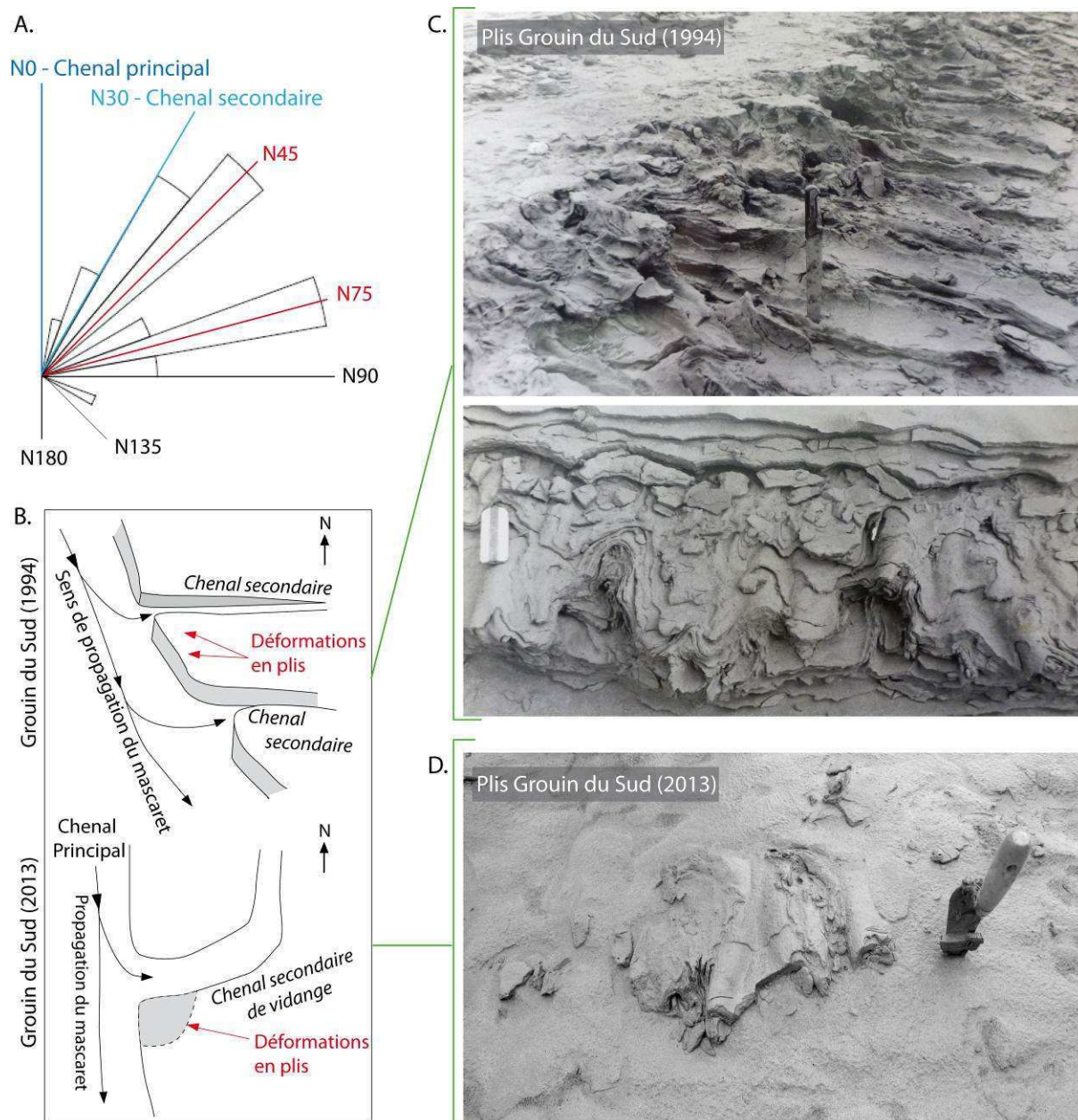


Fig.V. 17 : Photographies des déformations observées à la pointe du Grouin du Sud en haut de berge. A. Diagramme en rose des orientations des plis observés en 2013 ; B. Localisation des déformations au Grouin du Sud en 1994 puis 2013 ; C. Photographie des déformations observées par Tessier et Terwindt (1994) ; D. Exemple d'un zone plissée en haut de berge observée en 2013

Au Grouin du Sud (estuaire externe, rive droite)

Les déformations sont observées en haut de berge (Fig.V. 17) mais également sur plusieurs niveaux verticaux (berge en érosion). Sur le sommet de la berge, les déformations sont en 3D sur des zones restreintes car la couche déformée est en érosion (Fig.V. 17D). Les longueurs d'ondes des plis sont de l'ordre d'une dizaine de cm avec des axes de plis semblant varier sur la zone. Sur le diagramme en rose (Fig.V. 17A), deux orientations principales sont mises en évidence : N45 et N70. Ces

deux groupes d'orientation sont sub-perpendiculaires à l'axe du chenal principal (axe Nord/Sud) et subparallèles à l'axe du chenal secondaire (N30). Dans Tessier et Terwindt (1994), les orientations des plis attribués au passage d'un mascaret sont également perpendiculaires au chenal principal (Fig.V. 17C).

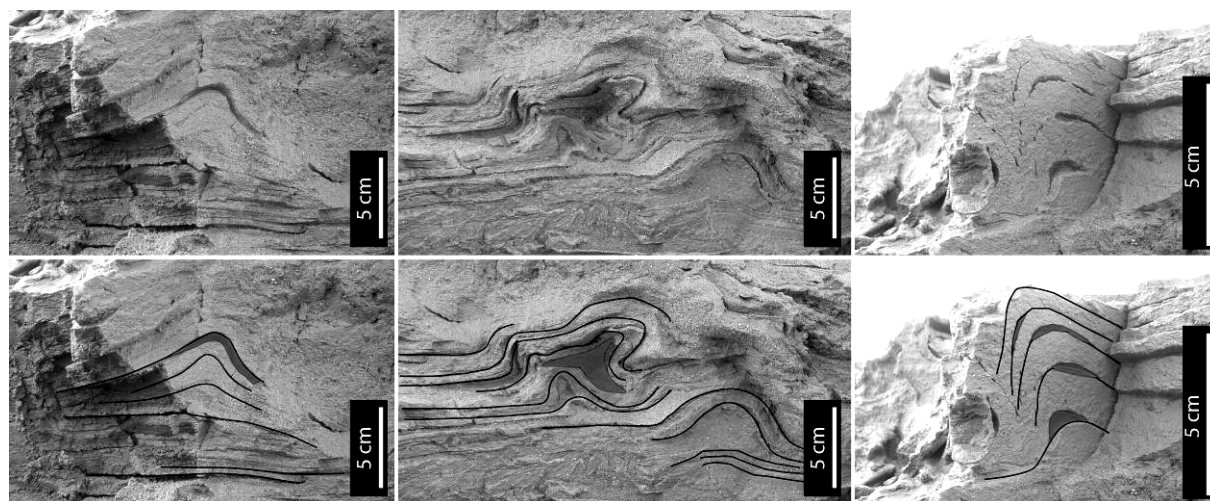


Fig.V. 18 : Photographies des couches de tange déformées au Grouin du Sud (avril 2013) sur une coupe de la berge en érosion sur trois couches d'élévation différente – Contour des couches en noir

Une sélection de différentes formes de plis est présentée en coupe sur la figure V.18. Les zones de déformation sont précédées et suivies par une succession de litages plans ou de litages de rides type « *flaser-, wavy- et lenticular- beddings* ». Les plis impliquent des successions de doublets de marée qui ont une certaine cohésion (typique de la tange). Les plis observés ne sont pas symétriques et présentent, le plus souvent, une inclinaison.

Méandre d'Argenne (rive droite du chenal de la Sélune)

Les déformations sont uniquement observées en coupe dans la berge en érosion du méandre (cf. Fig.V. 15 pour localisation). La succession des litages observée dans la coupe présente des faciès tidaux d'estuaire interne typique (succession de doublets de tange de forme et d'épaisseur très variables). Deux couches de déformations définies par L1 et L2 sont observées (Fig.V. 19A). Les déformations sont de faible amplitude (1 à 2 cm) et de longueur d'onde de 5 cm.

La couche déformée L1 est continue latéralement sur 50 m. Cette couche est mise en relief par érosion différentielle au niveau des lits silto-sableux au centre des déformations (Fig.V. 19B). Sur 50 m, les structures en plis n'évoluent pas et restent de même amplitude et de même longueur d'onde.

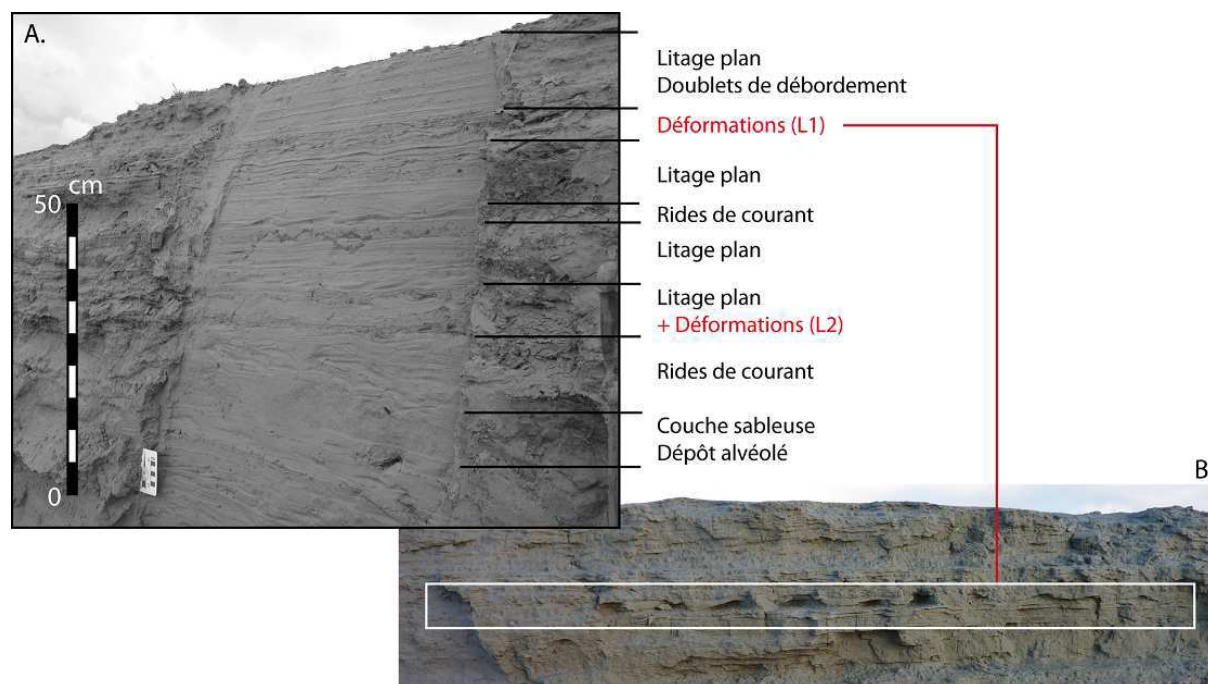


Fig.V. 19 : A. Coupe dans la berge en érosion du méandre d'Argenne (rive droite de la Sélune) avec la mise en évidence des couches déformées (L1 et L2) intercalées dans les faciès tidaux typiques d'estuaire interne ; B. Photographie de la berge non nettoyée avec la mise en évidence de la couche déformée L1 par érosion différentielle

Contrairement à la couche L1, la couche L2 présente une forte augmentation de l'amplitude des déformations d'aval en amont. Les plis sont de plus en plus développés, pour atteindre une amplitude maximum de l'ordre de 10 cm (Fig.V. 20A). Les plus grands sont déstructurés en partie par des figures d'échappement d'eau (Fig.V. 20B). Après avoir atteint une taille maximum, l'amplitude des plis diminue ensuite vers l'amont.

Au niveau de certaines structures plissées, un remplissage de tange complexe avec un dépôt en forme de « spirale » est observé (Fig.V. 20C). Ce faciès indique un remplissage rapide ce qui est confirmé dans de nombreuses études avec un taux de sédimentation pouvant atteindre plusieurs cm en une marée, et plusieurs décimètres pendant un cycle de morte-eau/vive-eau/morte-eau (Tessier, 1993 ; Tessier et Terwindt, 1994).

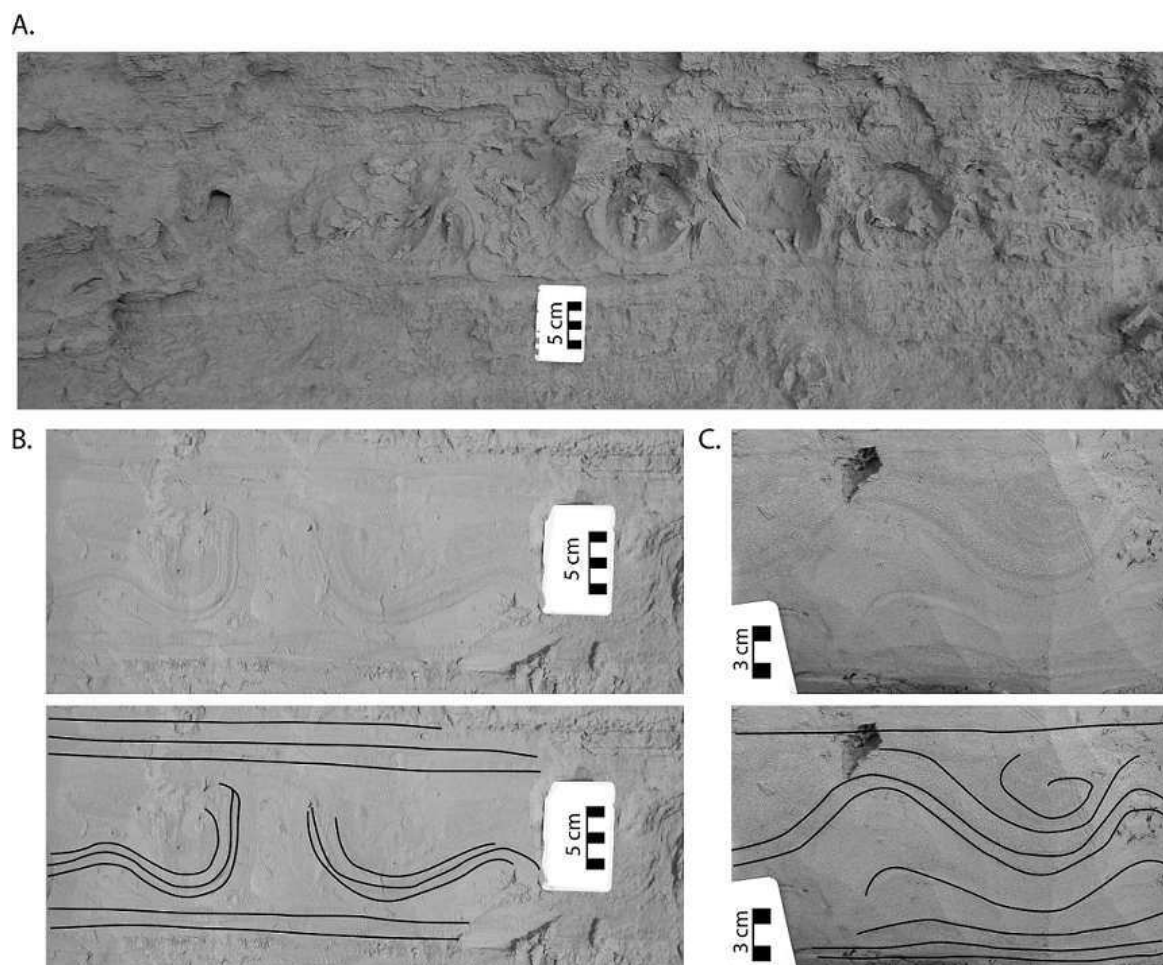


Fig.V. 20 : Observation des déformations dans la couche L2 en rive droite de la Sélune (méandre d'Argenne). A. Coupe de berge non nettoyée, déformations mises en évidence par érosion différentielle ; B. Déformation par échappement de fluide ; C. Plis avec faciès sédimentaire en spirale entre les crêtes

La présence de déformations similaires sur la rive opposée concave en érosion du chenal indique que le phénomène qui génère ces structures affecte les deux rives du chenal.

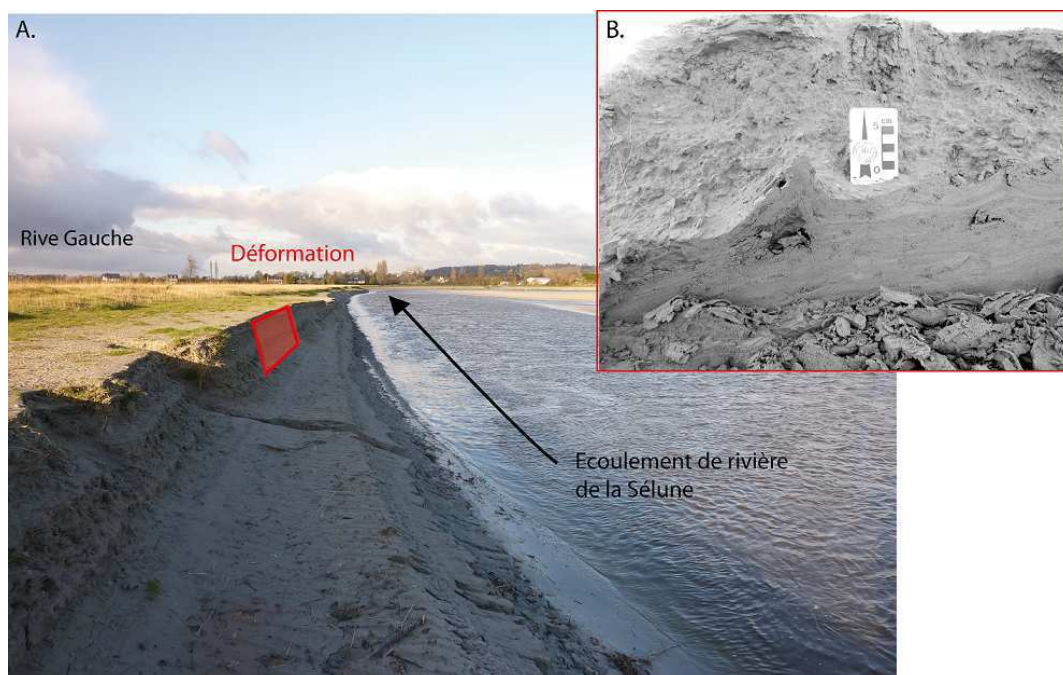


Fig.V. 21 : Déformations observées sur la rive gauche de la Sélune dans le méandre d'Argenne. A. Photographie de la zone d'observation ; B. Déformations en plis

Ces nouvelles observations montrent que les plis sont dissymétriques, inclinés vers l'amont, et que l'amplitude des déformations évolue latéralement. Cela indique l'effet d'une contrainte horizontale dirigée vers l'amont et dont l'intensité varie. Sur un même site (rive droite à Argenne), nous observons latéralement sur la coupe de berge, une augmentation de l'amplitude des déformations jusqu'à une figure d'échappement de fluide, puis une diminution de ces amplitudes. Nous pouvons faire l'hypothèse que l'amplitude des déformations sur un même site est liée à l'énergie du mascaret, les structures d'échappement de fluide correspondant aux déformations les plus intenses. Les plis sont composés d'une alternance classique de doublets de marées dont les drapages silto-argileux assurent la préservation des déformations en plis. Dans des plis, les zones sableuses peuvent être totalement déstructurées par liquéfaction.

4.3. Enregistrement sédimentaire en carottes sur le site du Bateau et du méandre d'Argenne

Après avoir réalisé une synthèse des déformations observées dans la baie du Mont-Saint-Michel, nous proposons une analyse plus fine de ces déformations sur les carottes. Les quatre carottes de 1.60 m prélevées sur les trois sites localisés sur la figure V.15 sont dans un premier temps analysées par scanner.

Des carottes ont déjà été prélevées et décrites dans le secteur estuarien par Billeaud *et al.* (2007). Nous reprenons ici la description des principaux faciès.

Au vue de l'analyse préliminaire, les faciès présents sur les quatre carottes sont essentiellement F_{SM} et F_{SL} (d'après Billeaud, 2007) (Fig.V. 22) :

- Le faciès F_{SL} correspond à des dépôts sablo-silteux où figurent des structures sédimentaires du type rides (*cross bedding, flaser-, wavy-, lenticular-, planar beddings*). Il s'agit de dépôt de moyenne à basse slikke.
- Le faciès F_{SM} , plus fin que le précédent (silteux), se caractérise par la présence de nombreuses structures sédimentaires comme des litages en rides (*flaser-, wavy-, lenticular- et planar beddings*) mais aussi par une bonne préservation des rythmites tidales. Ce sont des faciès de haute slikke.

Au sein de ces faciès, des figures de déformations apparaissent sur certaines carottes, en particulier celle prélevée en rive gauche de la Sée au Bateau (Fig.V. 23). Les autres carottes sont présentées en annexe 8.

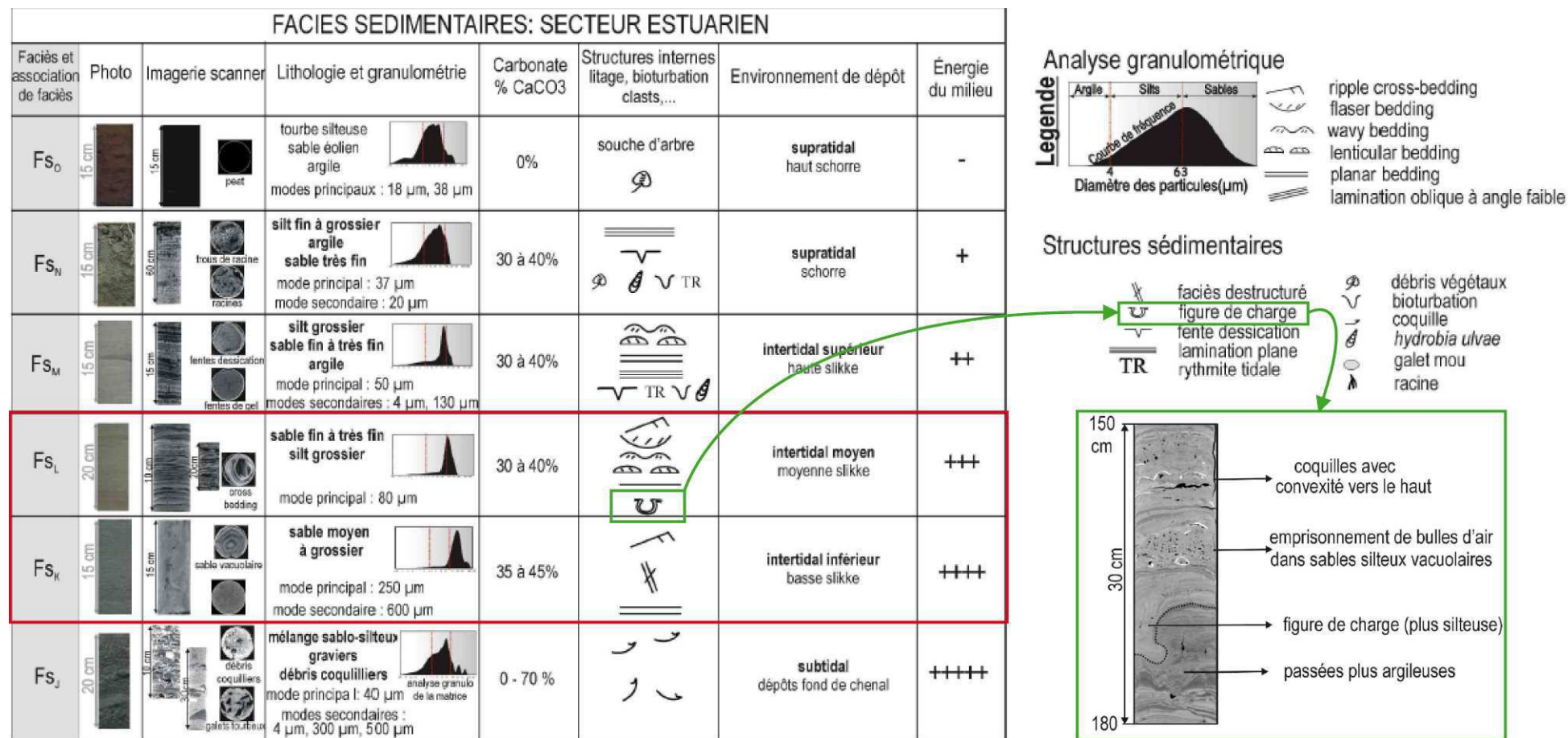


Fig.V. 22 : Présentation des différents faciès observés dans l'estuaire interne par Billeaud (2007) et Billeaud et al. (2007)

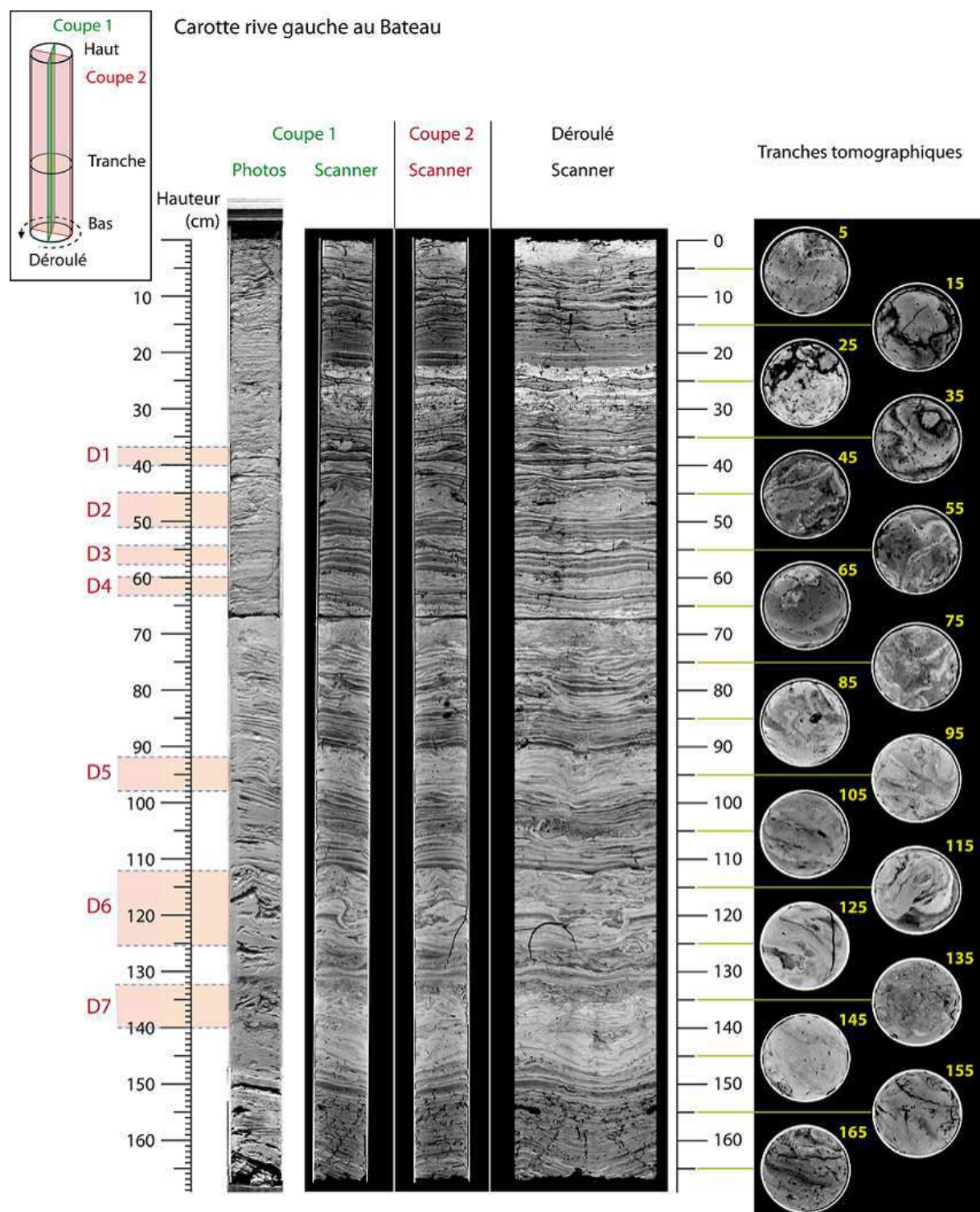


Fig.V. 23 : Reconstitution des carottes prélevées sur la rive gauche du site le Bateau sur la rivière Sée : photographies et scanner en coupe, déroulé et en tranches – Localisation des niveaux déformés

Cette carotte présente en effet sept niveaux déformés de 35 cm à 140 cm de profondeur (Fig.V. 23, Fig.V. 24 et Fig.V. 25). Les sept niveaux identifiés sont à classer en deux types : i) ride avec échappement de fluide ou rupture des lits (D2 et D3 sur la figure V.24 et sur la figure V.25) et ii) con-

volutes d'amplitude plus ou moins grandes (D1, D4, D5, D6 et D7). L'amplitude des structures de déformations semble diminuer vers le haut de la carotte ce qui impliquerait une baisse d'énergie lorsque les dépôts sont plus hauts en altitude.

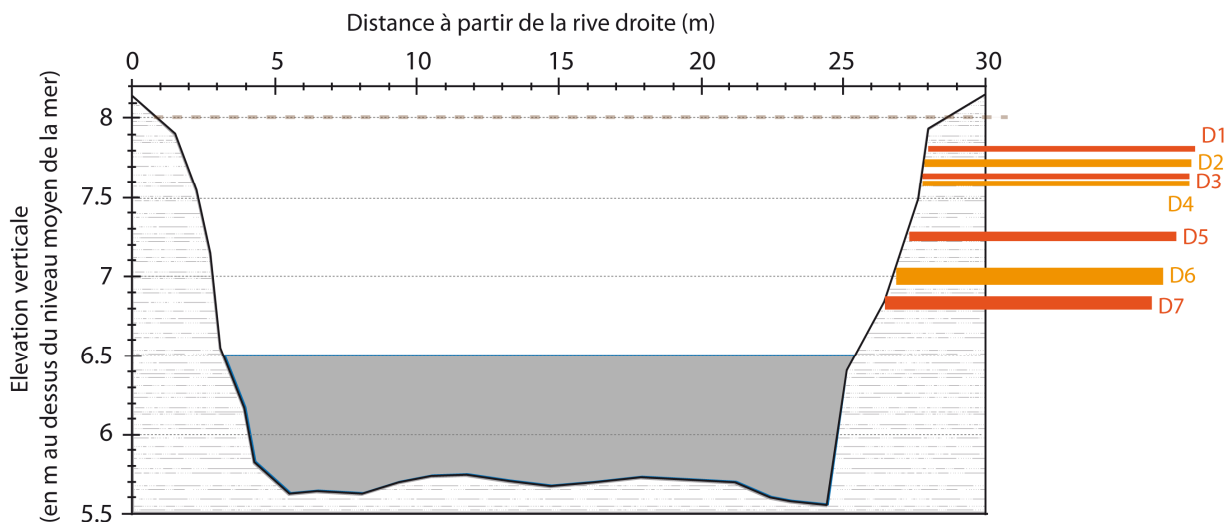


Fig.V. 24 : Localisation des sept niveaux de tange déformés sur un profil bathymétrique effectué sur le site du Bateau

Des granulométries ont été réalisées sur des échantillons prélevés dans les successions des lits sédimentaires. Sur la hauteur de la carotte, les paramètres ne semblent pas évoluer exceptés au niveau des convolutes où le sédiment est plus grossier. Une étude de la granulométrie des faciès liés au mascaret sur l'estuaire du Qiantang est réalisée par Fan *et al.* (2012, 2014). Ils différencient trois faciès :

- Une base érosive plane ou ondulée (ES) due à l'érosion importante du passage du mascaret ;
- Le faciès MB est représenté par un lit massif de sable déposé lors de la baisse de régime qui suit le mascaret à la pleine mer ;
- Le faciès PL est composé d'éléments sableux grossiers et fins lités et déformés.

Les niveaux déformés repérés sur la carotte (de D1 à D7) correspondent au faciès PL. Cette couche principalement composée de particules plus fine (couche silto-argileuse) est parfois accompagnée d'une couche à dominance sableuse non litée, pouvant correspondre au faciès MB. Les faciès MB et PL sont donc identifiés dans la carotte réalisée au Bateau. Ces faciès ES et MB ont également été observés dans la coupe d'Argennes et c'est cela qui latéralement a donné le niveau de déformation L2 (Fig.V. 19).

L'étude d'une carotte prélevée sur le site du Bateau, montre une succession de déformations dans l'enregistrement sédimentaire. Ces déformations sont du même type que celles observées en coupe à Argennes ou au Grouin du Sud avec i) des figures d'échappement de fluide, et ii) des plis non symétriques. De plus, l'analyse granulométrique nous permet d'identifier deux des faciès définis récemment par Fan *et al.* (2014) et correspondant à une signature sédimentaire du passage du mascaret.

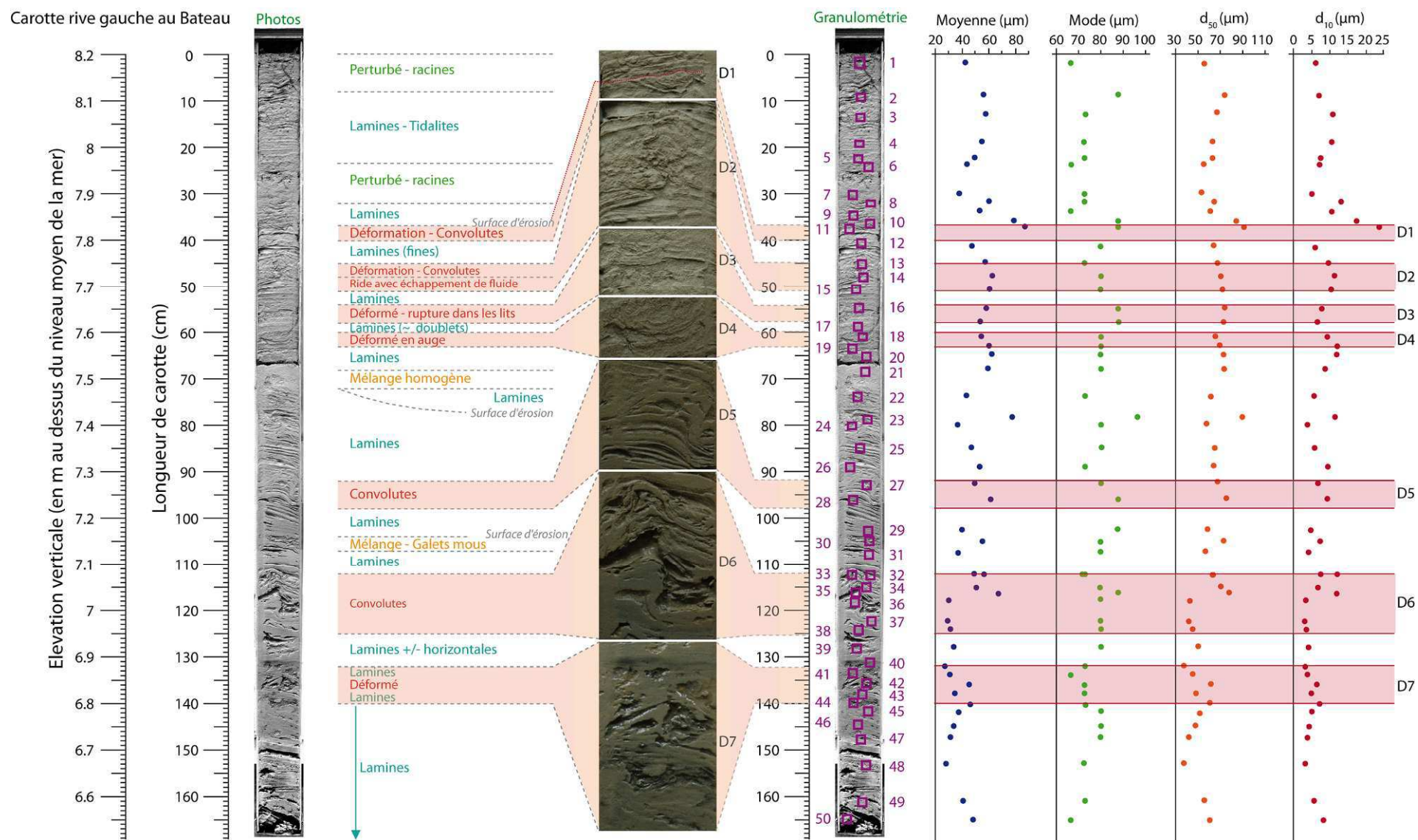


Fig.V. 25 : Photographies des couches déformées et résultats des analyses granulométriques de la carotte prélevée sur le site du Bateau (rive gauche)

4.4. Discussion et interprétation de ces structures

A partir de l'étude bibliographique réalisée dans le Chapitre 1, nous admettons que les déformations observées dans la baie du Mont-Saint-Michel sont en lien direct avec le passage du mascaret. Récemment ces déformations et les faciès correspondant ont été identifiés et précisément décrits par Fan *et al.* (2012, 2014) dans l'estuaire du Qiantang en Chine. Nous allons tenter dans cette discussion de comprendre comment se forment ces structures à la lumière des connaissances acquises au cours de ce travail sur : i) les paramètres de l'écoulement global ; ii) les paramètres turbulents ; iii) l'évolution du fond sédimentaire ; iv) les concentrations en MES dans la colonne d'eau et les flux sédimentaires et v) la liquéfaction de la tange sous une oscillation de la surface libre.

Comme nous l'avons déjà décrit (Fig.V. 11), un mascaret ondulé induit des oscillations de surface libre qui entraînent des fluctuations de pression plus ou moins intense sur le lit sédimentaire. L'écoulement associé, présente des phases d'accélération et de décélération. Lors des phases de décélération localisées sous les creux des éteules, des pics de contraintes turbulentes (tangentiels et normales) et de TKE (énergie cinétique turbulente) sont enregistrés. La contrainte visqueuse montre un gradient de vitesse important sur le fond formant ainsi, une zone fortement cisailée.

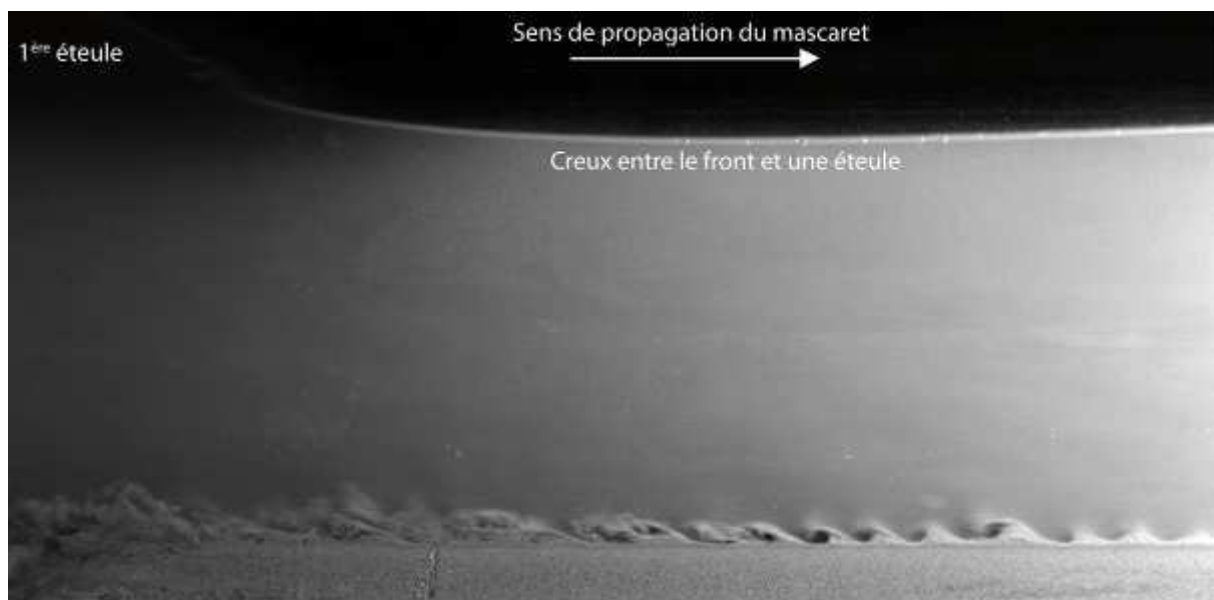


Fig.V. 26 : Instabilités de Kelvin-Helmholtz se développant à l'interface eau/sédiment dans le canal au passage du mascaret (caractéristique d'un écoulement fortement cisailé)

L'application de ces contraintes sur le fond induit une fluctuation de la pression interstitielle dans le lit sédimentaire ce qui, comme décrit dans la littérature, entraîne une liquéfaction du lit sédimentaire. Le phénomène de liquéfaction s'amplifie et se propage dans les couches sédimentaires

en profondeur, induisant une homogénéisation totale du lit sédimentaire et une importante remise en suspension si la capacité de transport du courant est élevée.

Dans notre cas d'étude et plus globalement dans les estuaires, le sédiment se dépose selon des doublets de marée avec une alternance de lits fins (silty-argileux pour la tange) et de lits plus grossiers (silty-sableux pour la tange) (Etape 1 dans la figure V.27). Si l'on applique les contraintes mesurées lors du passage d'un mascaret pendant plusieurs minutes, le lit se liquéfie totalement et on observe une homogénéisation des lits fin et grossiers (le litage disparaît complètement). Afin que les déformations soient préservées, l'oscillation de la surface libre doit être assez élevée pour dépasser une contrainte seuil de liquéfaction sur le lit sédimentaire mais ne doit pas être appliquée trop longtemps. C'est le cas du passage d'un mascaret très ondulé ou transitoire qui ne dure que quelques secondes.

Nous observons en canal que le passage d'un seul événement ne suffit pas à déstructurer le lit de tange superficielle. Un phénomène de « mémoire » est associé au sédiment. La succession des mascarets de faible amplitude en début du cycle de vive-eau commence à déstructurer le sédiment superficiel (étape 2, 3 et 4 dans la figure V.27). Le premier doublet de marée à l'interface eau/sédiment liquéfie et une partie peut être remaniée par les courants, puis redéposée. Le sédiment à l'interface est « fraîchement » déposé et donc plus facilement liquéfiable. Les déformations commencent à se former lorsque le marnage devient important et que les amplitudes des éteules augmentent (avec la TKE et les contraintes turbulentes) (étape 5 sur la figure V.27). Si les amplitudes des éteules continuent à augmenter, le deuxième doublet peut également être liquéfié. Ce deuxième doublet peut présenter des déformations de type « échappement de fluide » comme observées *in situ* (Fig.V. 20 et Fig.V. 25). Ce doublet peut ensuite s'homogénéiser (étape 6 sur la figure V.27). On s'aperçoit que la couche mobilisable s'épaissit au cours des marées successives induisant une remise en suspension plus importante au passage du mascaret jusqu'au pic de vive-eau (confirmé par les mesures de concentration en MES au cours du pic de vive-eau de mai 2012).

Après le pic de vive-eau, l'amplitude du mascaret diminue ; les étapes s'inversent, de 6 à 1, avec le doublet 1 présentant une épaisseur plus importante et surtout une base de ce doublet très tassée. Très rapidement lors du déchet, les concentrations en MES mesurées baissent à cause de la difficulté à atteindre la contrainte critique d'érosion nécessaire pour éroder ces couches tassées. Ce phénomène de tassement impacte directement les niveaux de concentration atteint dans la colonne d'eau lors du flot comme observé sur la mission du 8 mai 2012 sur le site du Bateau.

Au vu de ces observations, on conclut que les conditions de formation puis de préservation des déformations sont bien spécifiques : une contrainte seuil minimum doit être atteinte pour liquéfier le sédiment. Une fois dépassée, et que la liquéfaction a débuté, un deuxième seuil doit être atteint pour déformer les couches sous-jacente. Une fois ce nouveau seuil atteint, les contraintes appliquées au sédiment doivent diminuer afin de ne pas liquéfier les couches déformées.

Les connaissances que nous avons acquises sur l'impact du mascaret en terme de dynamique sédimentaire concernent les processus qui se produisent sur les sédiments de fond de chenaux. Les déformations observées, *in situ* au Grouin du Sud ou à Argennes, et en carottes sont préservées dans des faciès intertidaux supérieures à moyens (levées et bancs de chenaux). Elles ont par conséquent, été produites par le passage d'un mascaret sur des levées ou des bancs en construction du chenal, et pas non sur le fond. Nous supposons cependant que les propriétés d'écoulement et de contraintes que nous avons décrites sur le fond du chenal existent également à ces positions plus élevées au bord du chenal.

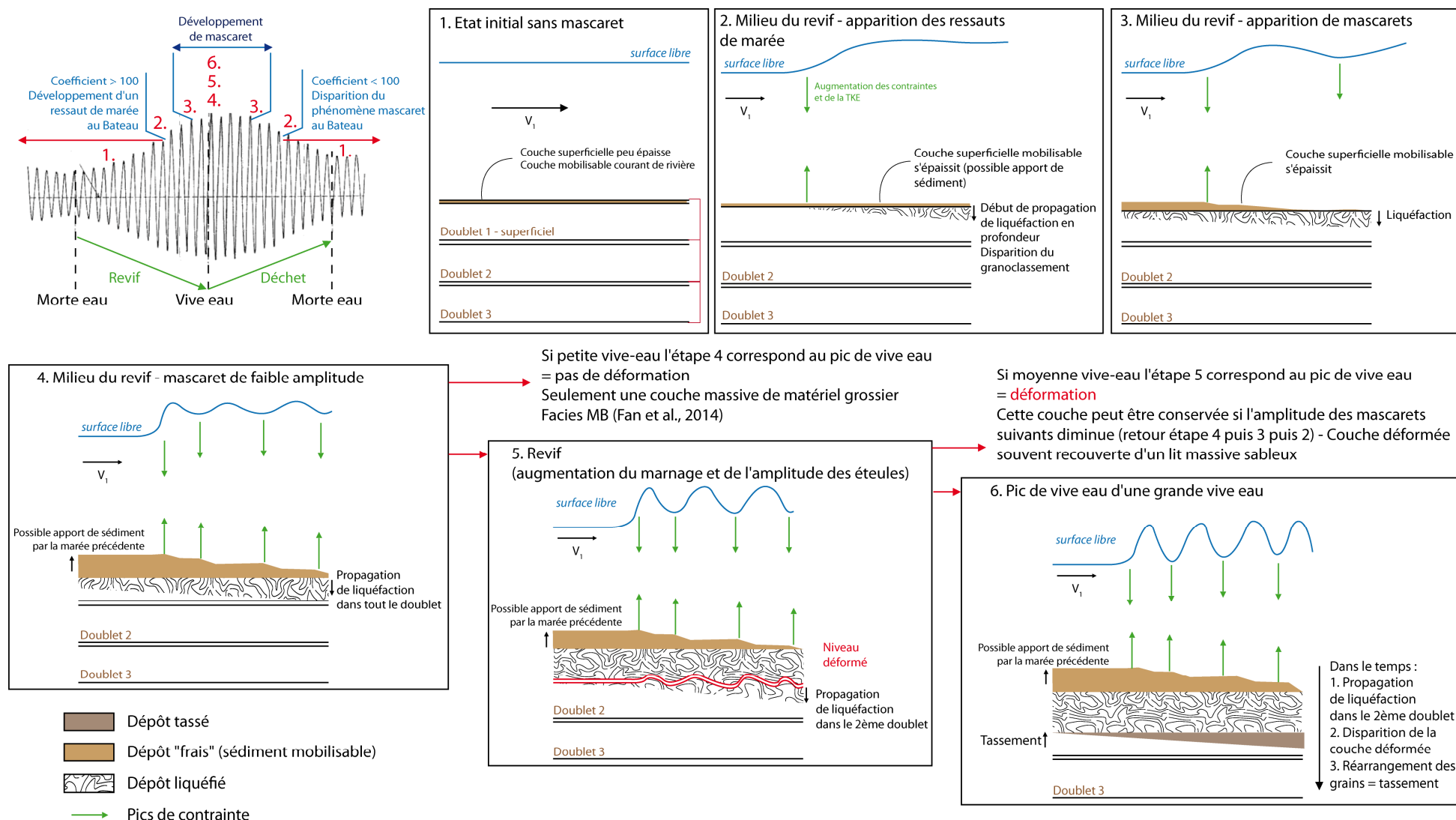


Fig.V. 27 : Schéma de l'évolution des dépôts de tangue lors de cycle de vive-eau (petite, moyenne et grande vive-eau) présentant le développement d'un mascaret ondulé

Depuis le début des études sur le mascaret, très peu se sont attachées à analyser son impact précis sur les sédiments déposés. Dans les paragraphes précédents, nous mettons en avant un phénomène érosif dans le fond du chenal. Dans la littérature, il a été montré que le mascaret est également responsable de déformations des faciès hétérolithiques intertidaux supérieurs à moyens (Tessier et Terwindt, 1994 ; Greb et Archer, 2007 ; Fan *et al.*, 2014).

Dans le cadre de travail, des observations de déformations sous forme de plis associées au mascaret ont été décrites à nouveau sur trois sites (Le Bateau, Le Grouin du Sud et le méandre d'Argenne). Ces observations ont été complétées par des tests en laboratoire d'oscillation de surface libre au-dessus de doublets de tange.

Ces nouveaux résultats montrent l'importance que joue le drapage silto-argileux de doublets de marée dans la préservation des structures déformées. Ce rôle de préservation est lié à la cohésion et les propriétés plastiques de ces lits. Sans cette propriété la tange serait totalement liquéfiée.

Nous supposons que la génération et la préservation des déformations est rare et se produit sous certaines conditions. Le phénomène du mascaret doit être d'une amplitude suffisante pour liquéfier la partie superficielle du dépôt et pour entraîner des variations de TKE et de contraintes turbulentes importantes sur le fond. Pour préserver le lit déformé, il est nécessaire que la déformation ait lieu lors d'une marée proche du pic de vive-eau afin d'éviter que des mascarets d'amplitude supérieure continuent de déstructurer les dépôts.

Compte tenu de la relative bonne préservation de ces déformations dans les faciès intertidaux supérieur à moyen du domaine estuarien interne, nous supposons que ces conditions optimales de préservation sont réunies précisément dans cet environnement.

Conclusion générale

Les objectifs de cette thèse étaient d'étudier le phénomène du mascaret i) à travers l'instrumentation du mascaret de la baie du Mont-Saint-Michel (résultats sur l'évolution de la dynamique de l'écoulement et la dynamique sédimentaire) et ii) par simulation en canal après validation (mesures de turbulence et mesures dans la couche limite).

In situ, l'écoulement est turbulent et chargé en sédiment. L'instrumentation est alors très contrainte. Pour pallier à cette difficulté méthodologique, tous les instruments utilisés *in situ* ont été calibrés. La calibration des méthodes acoustique (ADV) et optique (OBS) a montré une influence importante de la concentration en MES sur le signal à partir de concentrations supérieures à 10 g/L. Nous avons également relevé que la mesure du paramètre de concentration en matières en suspension (MES) dans un écoulement très chargé s'avérait complexe. Un dispositif de mesure optique (ASM) a donc été couplé et calibré grâce à un dispositif de prélèvement développé dans le cadre de cette étude.

Cette étude permet de comparer sur un même site de mesure *in situ*, le comportement de l'écoulement lors du développement des trois types de mascarets définis dans la littérature (ondulé, transitoire et déferlant). La similitude de Froude est utilisée afin de comparer ces mesures avec des mascarets simulés en canal. Nous mettons en avant l'importance de la mesure de la vitesse du *bore* dans le calcul d'un nombre de Froude fiable bien qu'il soit évoqué que le nombre de Froude ne serait pas, tel qu'il est actuellement défini, approprié pour caractériser et identifier le phénomène du mascaret.

Une bonne corrélation a été observée entre l'approche terrain et les simulations, excepté au niveau de l'inversion de la vitesse longitudinale. A partir des trente cinq cycles de marée instrumentés *in situ* et des trois cas de simulation, nous notons des évolutions significatives sur les contraintes et l'énergie cinétique turbulente (TKE) : i) un pic de la contrainte turbulente et de la TKE sous le développement du front du mascaret ii) suivi par des pics de moindres intensités sous les creux des éteules dans le cas d'un mascaret ondulé, et une augmentation constante pour un mascaret déferlant. Ces pics ont été corrélés avec les phases de décélération de l'écoulement. Les vitesses longitu-

dinales élevées après le passage du *bore* et les pics de vitesse verticale vers le haut de la colonne d'eau induisent un transport sédimentaire important. Afin de quantifier ce transport les mesures de vitesses ont été couplées avec des mesures très précises de concentration en MES. Un nouveau modèle d'évolution de la concentration en MES est proposé où trois phases sont distinguées : i) un pic de concentration en MES sur le fond au passage du mascaret ; ii) une diffusion des sédiments mis en suspension dans la colonne d'eau et iii) une zone de turbidité maximum (encore jamais décrit dans la baie du Mont-Saint-Michel).

La question de l'origine de ce sédiment est alors posée. Pour y répondre, nous avons couplé les données hydrodynamiques, les mesures de l'évolution du fond sédimentaire, des observations réalisées en canal à courant et une étude sur le comportement de la tange.

La tange est principalement caractérisée par : i) un comportement thixotrope *in situ* ; ii) une faible floculation due à la faible proportion en argile ; iii) une cohésion non drainée qui augmente en fonction de la profondeur de dépôt et iv) des contraintes critiques d'érosion qui augmentent avec le temps de dépôt. A partir de ces différents paramètres, des phénomènes d'érosion, de liquéfaction et de déformation de la tange ont été mis en évidence. Un modèle d'évolution du fond en fonction de l'amplitude des mascarets a alors été proposé.

Ce travail laisse entrevoir de nombreuses perspectives, notamment en termes de quantification des processus hydrodynamiques et des flux sédimentaires à long terme (suivi sur un cycle de morte-eau/vive-eau/morte-eau). Ces expérimentations *in situ* devront être accompagnées de mesures précises de la vitesse du *bore* U_b . La calibration des ADV en laboratoire pourrait à terme permettre une mesure plus précise des phénomènes turbulents sur le terrain mais également une quantification fiable des flux sédimentaires.

Le modèle de concentration en MES présenté ici, pourrait être exporté et vérifié dans d'autres estuaires soumis au développement de mascarets. De même, le modèle d'évolution du fond avec la mise en évidence des phénomènes de liquéfaction et de déformation des lits de tanges serait à approfondir pour, à terme, servir à l'interprétation de dépôts anciens.

Pour la première fois, des profils de couche limite associés au passage d'un mascaret sont mesurés à partir des simulations en canal. Le traitement de ces données apporterait une contribution importante à l'étude du phénomène.

Pour finir, les mesures réalisées *in situ* vont permettre de valider et d'alimenter le modèle numérique développé au sein de l'ANR.

Liste des figures

CHAPITRE 1 : ETAT DES CONNAISSANCES SUR LE MASCARET

Fig.I. 1 : Représentation de mascarets. A. Gravure du mascaret sur la Seine, responsable de nombreux naufrages ; B. Propagation du mascaret dans la rivière Winster (Angleterre) ; C. Propagation du mascaret dans la baie du Mont-Saint-Michel

Fig.I. 2 : Carte du monde avec la localisation des rivières avec mascarets connus. En violet, sites répertoriés dans la bibliographie ancienne d'après le catalogue de Bartsch-Winkler et Lynch (1988) et Chanson (2012) et en vert, les sites répertoriés d'après une littérature plus récente et des observations de particuliers

Fig.I. 3 : A. Inondation en Chine sur la rivière du Qiantang en décembre 2011 due à une mauvaise prédiction de la hauteur du mascaret ; B. Problème de navigation sur l'Amazone ; C. Le mascaret « *Seven Ghosts* » sur la rivière Bono en Indonésie – Mascaret ondulé déferlant sur un banc ; D. Le festival *Pesta Benak* en Malaisie – mascaret déferlant parfois dangereux pour la navigation !!

Fig.I. 4 : Ressaut hydraulique. A. Définition des paramètres ; B. ressaut ondulé avec des ondulations en surface ; C. petit ressaut avec des petits rouleaux ; D. ressaut oscillant où un jet oscille tantôt vers le fond, tantôt vers la surface, à chaque oscillation naît une onde partant vers l'aval ; E. ressaut stable qui dissipe de 45 à 70 % de son énergie spécifique ; F. ressaut raide

Fig.I. 5 : Schéma descriptif du phénomène du mascaret avec les différents termes utilisés dans les équations. L'indice 1 définit les conditions avant le passage et l'indice 2 les conditions au passage du *bore*

Fig.I. 6 : Tableau récapitulatif des relations entre le nombre de Froude et la forme du ressaut en translation avec photos et schémas des trois principaux types de mascaret (Fr_c = Froude critique au-dessus duquel la surface libre est visuellement déformée) (Chanson, 2010e et Bonneton *et al.*, 2012)

Fig.I. 7 : Génération d'un *bore* après fermeture d'une paroi et réflexion du courant sur cette paroi. A. Conditions initiales sans la paroi ; B. Propagation du *bore*

Fig.I. 8 : Génération d'un *bore* à partir d'un lâcher de barrage. A. Conditions initiales ; B. Après le lâché de barrage, définition des quatre zones d'évolutions

Fig.I. 9 : Représentation schématique d'un estuaire d'après Dionne (1963), Pritchard (1967), Dalrymple *et al.* (1992) et Perillo (1995) (Modifiée de Deloffre, 2006)

Fig.I. 10 : Vue aérienne (*Google Earth*) d'estuaires soumis à des mascarets sur plusieurs continents

Fig.I. 11 : Classification des estuaires et des deltas en fonction des critères hydrodynamiques (modifiée de Dalrymple *et al.*, 1992 et de Deloffre, 2006)

Fig.I. 12 : Différentes formes du mascaret au même instant sur le même site (rivière Sée, site de la « Vaquerie » - baie du Mont-Saint-Michel) et schéma du profil transversal de la rivière (RG : Rive Gauche ; RD : Rive Droite)

Fig.I. 13 : Carte du monde avec localisation des zones à fort marnage corrélée avec les principaux sites d'observation du mascaret (source : www.aviso.oceanobs.com) – Encadré : les systèmes hyper-tidaux décrits par Archer (2013)

Fig.I. 14 : Tableau des corrections à apporter à la hauteur d'eau calculée selon la pression atmosphérique (www.shom.fr)

Fig.I. 15 : Photographies du mascaret sur la Seine. A. en 2010 (d_b : 0.40 m) ; B. avant les aménagements de l'embouchure de la Seine (d_b : 3 m)

Fig.I. 16 : Schéma de la couche limite sur fond lisse (A et B) et sur un fond rugueux (C et D). Axes des ordonnées (z) présentés en échelle linéaire (A et C) puis en échelle logarithmique (B et D) (Weill, 2010)

Fig.I. 17 : Action de la surface libre sur l'écoulement (modifié de Rashidi et Benerjee, 1988)

Fig.I. 18 : Résultats d'une étude en laboratoire. Evolution de la surface libre lors du passage d'un mascaret déferlant (en vert) corrélé avec les mesures de vitesse U , V et W : A. $Fr_1 = 1.17$; B. $Fr_1 = 1.50$ (Chanson, 2008) ; Photographies de mascarets en laboratoire : C. d'un front déferlant ; D. d'un mascaret ondulé (canal de l'Université du Queensland, Brisbane, Australie)

Fig.I. 19 : Modèles conceptuels avec la localisation de la cellule de recirculation (expérimentation en laboratoire - pas d'inversion de courant) : A. sur un mascaret déferlant (Chanson, 2008) et B. sur un mascaret ondulé (Chanson, 2005b)

Fig.I. 20 : Résultats d'une campagne de terrain ADCP sur la Garonne (vitesses longitudinales sur la totalité de la colonne d'eau) - Passage du mascaret à $x=0$ (d'après Cébile, 2010)

Fig.I. 21 : Un cycle de marée (15 mai, 2002) sur la rivière Dee. A. Evolution de la surface libre (m) ; B. Vitesse longitudinale (m/s) ; C. Energie cinétique turbulente (J/m^3) ; D. Tension de Reynolds (Pa) (modifié de Simpson *et al.*, 2004)

Fig.I. 22 : A. Emplacement des cellules verticales de recirculation (Wolanski *et al.*, 2004) ; B. Schéma de l'affouillement créé par le mascaret ondulé et de la dispersion des sédiments dans la colonne d'eau (Chanson, 2005a) ; Schéma de l'érosion progressive sous le passage d'un front ondulé et de ces éteules (Chanson, 2008)

Fig.I. 23 : Classification de quelques types de déformations de couches sédimentaires déposées

Fig.I. 24 : A. Litages de rides de types flaser-, wavy- et lenticular-bedding (d'après Reineck et Wunderlich, 1968) ; B. Localisation des déformations dans le chenal et photographies des déformations en plis et en blagues à tabac (d'après Tessier et Terwindt, 1994)

Fig.I. 25 : A. Exemple d'une surface d'érosion asymétrique et irrégulière ; B. Exemple de trois surfaces d'érosion (Martinius et Gowland, 2011)

Fig.I. 26 : Modélisation numérique d'un mascaret ; A. Conditions initiales pour la génération du mascaret immédiatement après la fermeture de la porte ; B. Cellules de recirculation sous la propagation d'un mascaret (d'après Lubin *et al.*, 2010)

CHAPITRE 2 : LA BAIE DU MT ST MICHEL ET SES MASCARETS

Fig.II. 1 : Situation géographique et géologique de la baie du Mont-Saint-Michel au fond du Golfe Normand-Breton (d'après Larsonneur, 1989 et L'Homer *et al.*, 1999)

Fig.II. 2 : A. Classification des zones estuariennes de la baie du Mont-Saint-Michel, selon Archer (2013) (NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration); B. Evolution du marnage de l'entrée de la mer Manche jusqu'à l'amont des rivières Sée/Sélune (modifiée de Archer, 2013)

Fig.II. 3 : Evolution des hauteurs d'eau dans l'estuaire avec la mise en évidence de l'asymétrie de marée accentuée vers l'amont. Données de deux capteurs de pression placés à 7.5 km de distance lors de deux marées à marnage similaire (Grouin du Sud en aval et au « bateau » en amont)

Fig.II. 4 : A. Roses des courants de marée (Weill, 2010 d'après Ehrhold, 1999). A l'Est, courants alternatifs et à l'ouest courants giratoires ; B. Trajectoires des courants de flot à basse mer +3h par coefficient de 102 (L'Homer *et al.*, 1999)

Fig.II. 5 : Rosaces des secteurs de vent à Dinard pour les quatre saisons (Weill, 2010 d'après les sources de C. Bonnot-Courtois)

Fig.II. 6 : Rosace du régime de houle à la sortie de la baie du Mont-Saint-Michel (Weill, 2010)

Fig.II. 7 : Carte de localisation des bassins versants de la baie du Mont-Saint-Michel et des stations de mesures hydrologiques avec tableau récapitulatif des principales caractéristiques des bassins versants de la Sée, Sélune et Couesnon (d'après le Rapport du SAGE Sélune, 2007)

Fig.II. 8 : A. Caractéristiques des stations de mesures de débits sur la Sée et la Sélune ; B. Analyses hydrologiques sur la Sée (station de Tirepied) et la Sélune (St Aubin de Terregatte) (données disponibles sur www.hydro.eaufrance.fr)

Fig.II. 9 : Localisation des points de mesures de turbidité dans la Baie du Mont-Saint-Michel (LCHF, 1977 ; Levoy *et al.*, 1998 ; Ehrhold, 1999 ; Desguée *et al.*, 2011 ; Leroux, 2013)

Fig.II. 10 : Concentration en MES en g/L en fonction de la vitesse moyenne de l'écoulement (LCHF, 1977)

Fig.II. 11 : A. Synthèse bibliographique des bilans sédimentaires à plusieurs échelles de temps et d'espace ; B. Flux sédimentaire charriés dans la baie du Mont-Saint-Michel, modélisation pour un coefficient de 103 (Ehrhold *et al.*, 2003)

Fig.II. 12 : Localisation des sites propices au développement et à l'observation de mascarets dans la baie du Mont-Saint-Michel (ondulé et/ou déferlant) et délimitation de l'espace de mobilité des chenaux (bleu/violet) - Observations réalisées au cours de cette étude (2011-2014)

Fig.II. 13 : Localisation des trois sites de mesures : A. Le Grouin du Sud dans l'estuaire externe (chenal commun Sée/Sélune) ; B. La Vaquerie dans la zone de mobilité restreinte (chenal de la Sée) ; C. Le Bateau dans l'estuaire interne (chenal de la Sée)

Fig.II. 14 : Tableau récapitulatif des campagnes de terrain menées dans la baie du Mont-Saint-Michel

Fig.II. 15 : A. Vue aérienne de la section rectiligne de la rivière Sée où se situe le site de mesures du Bateau ; B. Profil en long de la rivière Sée (à X, 20 m = site de mesure) ; C. Bathymétrie au niveau du site de mesure à partir de profils réalisés au théodolite (V1 : vitesse initiale de la rivière)

Fig.II. 16 : Relation entre le marnage mesuré au port de Granville (partie externe nord de la baie du Mont-Saint-Michel) et le marnage mesuré sur le site du Bateau à 15 km en amont de l'entrée de la baie

Fig.II. 17 : Débits de la Sée pendant la période des campagnes de terrain réalisées en 2011 et 2012 (données à la station de Chérence-le-Roussel)

Fig.II. 18 : Récapitulatif des paramètres environnementaux mesurés lors des campagnes de terrain. A. Marnage mesuré à St-Malo et coefficient de marée (www.shom.fr) ; B. Débit de la rivière Sée (station

de Chérence-le-Roussel – www.hydro.eaufrance.fr ; C. Pression atmosphérique (meteo-bretagne.fr) et D. Direction et vitesse du vent lors des campagnes (meteo-bretagne.fr)

Fig.II. 19 : Carte des distributions des sédiments superficiels de la baie du Mont-Saint-Michel (superposée à la carte géologique (d'après Larsonneur, 1989 et L'Homer *et al.*, 1999))

Fig.II. 20 : Photographies d'échantillons de tange (prélevés au Bateau) avec la mise en évidence de la composition principale – Loupe binoculaire (grossissement x 11,5)

Fig.II. 21 : Dépôt de tange sur une levée au bord du chenal de la Sée sur le site du Bateau

Fig.II. 22 : Comparaisons de courbes granulométriques de quatre échantillons prélevés dans la baie du Mont-Saint-Michel – Tableau récapitulatif des données statistiques granulométriques (Skewness : asymétrie de la courbe ; Kurtosis : répartition des classes ; d_{10} : diamètre efficace (10 % de l'échantillon) ; d_{50} : médiane ; d_{90} : 90 % de l'échantillon)

Fig.II. 23 : Schéma des différents stades d'évolution d'une particule sédimentaire au sein d'un écoulement (définition des paramètres physiques étudiés sur la tange)

Fig.II. 24 : Evolution de la concentration en sédiment en fonction du temps de dépôt (de 1 heure à 3 mois de dépôt) selon trois protocoles différents (Migniot, 1997 ; Mouazé *et al.*, 2011)

Fig.II. 25 : Modes d'érosion proposés par Winterwerp et van Kesteren (2004) : A. entraînement ; B. érosion en flocculation ; C. érosion en surface et D. érosion en masse

Fig.II. 26 : Seuil de mise en mouvement (diagramme de Shields) (modifié de Van Rijn, 1985)

Fig.II. 27 : A. Schéma du principe de circulation dans la veine d'essai utilisée comme érodimètre dans l'étude de Mouazé *et al.* (2011) ; B1. Photographie du volume de mesure de la méthode de mesure LDV ; B2. Photographie des macrorugosités (rides) créées par le forçage croissant du courant

Fig.II. 28 : A. Evolution des contraintes critiques en fonction du temps de dépôt (la tange) ; B. Vitesse et contraintes critiques après 1 heure de dépôt (z = élévation ; U = vitesse longitudinale) (Mouazé *et al.*, 2011)

Fig.II. 29 : Contrainte critique d'érosion et vitesse critique d'érosion en fonction de la cohésion non drainée et de la rigidité initiale mesurées. Comparaison entre la tange, des vases estuariennes de la Seine et des sédiments du Fjord du Saguenay

Fig.II. 30 : Principe de fonctionnement d'un scissomètre de terrain : A. Schéma du scissomètre utilisé ; B. Photographie du scissomètre dans la tange

Fig.II. 31 : Localisation et résultats des essais scissométriques le long du profil de berge au site du Bateau

Fig.II. 32 : Profils verticaux de la cohésion non drainée déterminée par essais scissométriques *in situ* dans la couche de tange déposée au centre du chenal sur le site du Bateau

Fig.II. 33 : Vitesse de chute d'une particule dans un fluide au repos en fonction de son diamètre d'après les équations de Stokes, Oseen (1927), Rubey (1933), Gibbs (1971) et Janke (1965)

Fig.II. 34 : A. Influence de la concentration des particules solides sur la vitesse de chute entravée ($w_s, m/w_s$) ; B. Influence de la concentration en MES sur la vitesse de chute pour des exemples de sédiments en différents sites ; C. Influence de la salinité sur la vitesse de chute (Modifié d'après Migniot, 1977)

Fig.II. 35 : Photo d'un échantillon stocké 3 mois avec apparition d'agrégats et développement de matière organique. Variation de la granulométrie en fonction du temps de stockage après prélèvement (apparition d'un mode supplémentaire à 700 μm)

CHAPITRE 3 : CARACTERISATION DE L'ECOULEMENT D'UN MASCARET

Fig.III. 1 : Principe de l'effet Doppler (Le Coz *et al.*, 2008)

Fig.III. 2 : A. Principe de fonctionnement général des ADV ; Schéma et photographies : B. de l'ADV Vector et C. de l'ADV Vectrino

Fig.III. 3 : Caractéristiques et configurations principales des ADV Vector et ADV Vectrino utilisés dans cette étude

Fig.III. 4 : Photo et schéma du dispositif de calibration de l'ADV Vector et de l'ADV Vectrino (dispositif dessiné et assemblé par Sylvain Haquin)

Fig.III. 5 : Mesures des ADV Vector et Vectrino dans le réservoir de calibration avec une variation de la vitesse de rotation de la grille. A. Vitesses moyennes dans les trois directions et B. Les contraintes turbulentes

Fig.III. 6: Mesure de concentration réelle ($C_{réel}$) en fonction de la concentration théorique (C_{th}) initiale et du niveau de rotation relatif

Fig.III. 7 : A et B : Diagrammes d'évolution de la vitesse moyenne longitudinale et de la TKE en fonction de la concentration en MES et de la vitesse de rotation ; C : mesurées avec les ADV Vectrino et Vector en fonction de la concentration en MES ; D et E : Evolution de la TKE en fonction de la concentration et de la vitesse de rotation (Vector et Vectrino)

Fig.III. 8 : Photographies d'un H-ADCP (A) et d'un Workhorse Sentinel ADCP (B) (prêt de Teledyne Instrument) ; C. Principe de fonctionnement d'un ADCP

Fig.III. 9 : Comparaison des données acoustiques ADV et ADCP du 10 mars 2012 au soir. A. Enregistrement sur 1000 secondes (~ 16 minutes) ; B. Zoom sur les 200 premières secondes (~ 3 minutes)

Fig.III. 10 : Principe de la Vélocimétrie Doppler Laser et sa chaîne de mesure (d'après Dantec Dynamics et modifié par Weill, 2010)

Fig.III. 11 : Evolution de la surface libre au cours du passage d'un mascaret. Comparaison des résultats du capteur de pression et de la perche graduée. A. Résultat du 24 septembre 2010, site du Grouin du Sud (Mouazé *et al.*, 2010) (ADV à $z/d_1 = 0.6$) et B. Résultat du 21 mars 2011, site du Bateau (ADV à $z/d_1 = 0.36$)

Fig.III. 12 : A. Photo d'un théodolite déployé sur le site du Bateau ; B. Schéma du principe de fonctionnement des théodolites

Fig.III. 13 : Profils transversaux des chenaux sur les différents sites. A. Au du Grouin du Sud (PK7) ; B. à la Vaquerie (PK12) et C. au Bateau (PK15)

Fig.III. 14 : Vue aérienne du dispositif instrumental installé *in situ* (ADV : Acoustic Doppler Velocimeter ; ADCP : Acoustic Doppler Current Profiler)

Fig.III. 15 : Calendrier des missions de terrain avec les instruments de mesure de vitesse et de surface libre. Comparaison des formes de mascarets observés *in situ* avec le nombre de Froude CH_2 calculé (Chanson, 2005b)

Fig.III. 16 : Mesures des vitesses initiales (V_1) dans la rivière à un point de mesure (données ADV) lors de chaque missions

Fig.III. 17 : Conditions d'écoulement pour différents types de ressaut (V_1 , écoulement avant le ressaut ; V_2 , écoulement après le ressaut ; U_b , vitesse d'avancée du *bore* ; paramètres définis sur la Fig.I.6) (Simon, 2013)

Fig.III. 18 : A. Schéma du canal à courant du laboratoire M2C ; B. Dispositif expérimental de la « porte » permettant de simuler un ressaut en translation (Dessin & montage : Sylvain Haquin et Laurent Perez) ; C. Définition des différents paramètres liés aux vitesses et à la surface libre

Fig.III. 19 : Tableau récapitulatif des différentes configurations testées en canal en fonction du nombre de Froude (avec d_1 , la hauteur d'eau initiale ; V_1 , la vitesse initiale ; U_b , la vitesse du *bore*). Photographies d'un mascaret ondulé, transitoire et limites déferlant en canal

Fig.III. 20 : Profils des vitesses longitudinales initiales de la paroi jusqu'au centre du chenal pour les trois cas : ondulé, transitoire et limite déferlant (mesures avec l'ADV Vectrino)

Fig.III. 21 : Cartes des vitesses pour les trois composantes (U, V et W) et des contraintes turbulentes $u'w'$ dans les trois régimes d'écoulement de rivière (mesures en canal avec l'ADV Vectrino)

Fig.III. 22 : Modélisation en canal : tests de répétabilité par la superposition des courbes de surface libre

Fig.III. 23 : Superposition des évolutions de surface libre des cinq capteurs et tableaux récapitulatifs de la vitesse du *bore* calculée pour chacun des cas (ondulé, transitoire et limite déferlant) à l'aide des cinq capteurs ultrason et de deux perches résistives

Fig.III. 24 : Présentation des vitesses U , V et W mesurées dans le canal pour les trois cas de simulation, $Fr_1 = 1.26$; $Fr_1 = 1.41$ et $Fr_1 = 1.58$ à l'élévation $z/d_1 = 0.50$

Fig.III. 25 : Calcul des nombres de Froude selon les différentes définitions de Chanson (2005b) et Huang *et al.* (2013) pour tous les mascarets mesurés sur le terrain et les trois cas générés en canal dans le cadre de notre étude

Fig.III. 26 : Photographies des mascarets comparées au calcul du nombre de Froude correspondant (Le Grouin du Sud, La Vaquerie et Le Bateau)

Fig.III. 27 : Tableau récapitulatif des trois cas de mascaret en canal avec les comparaisons *in situ* avec la similitude de Froude

Fig.III. 28 : Définition des paramètres de surface libre pour les trois types de mascaret (a_w est définie comme la moitié de l'amplitude des éteules et d_b la hauteur du *bore*) (modifié de Simon, 2013)

Fig.III. 29 : Données d'évolution de la pression hydrostatique en fonction du temps pour tous les mascarets instrumentés (mesure avec le capteur de pression de l'ADV Vector). A. Tous les signaux superposés ; B. Signaux indépendants de chacun des mascarets

Fig.III. 30 : Photographie des trois cas de mascaret simulés en canal (ondulé, transitoire et limite déferlant) et évolution de la surface libre (mesures avec capteur ultrason)

Fig.III. 31 : A. Evolution de la hauteur d'eau au passage du front (*in situ* et en laboratoire) ; B. Pente du front en fonction du nombre de Froude

Fig.III. 32 : Hauteur atteinte sous le front du mascaret (d_{max}) en fonction de la hauteur initiale de la rivière (d_1)

Fig.III. 33 : A. Célérité du mascaret selon différentes définitions en fonction de la vitesse de propagation du front mesurée U_b ; B. Célérité du mascaret selon différentes définitions en fonction de la vitesse de propagation calculée selon

Fig.III. 34 : Paramètres des éteules en fonction du nombre des éteules. A. Exemples de mascaret *in situ* ; B. Trois cas de mascaret simulés en canal

Fig.III. 35 : Profondeur maximale sous les éteules selon le numéro des éteules

Fig.III. 36 : Ratio des profondeurs d'écoulement sous le mascaret – Comparaison avec d'autres expérimentations

Fig.III. 37 : Hauteur maximale du front – Comparaison avec d'autres expérimentations et les théories de Peregrine et des ondes solitaires

Fig.III. 38 : Amplitude des éteules adimensionnée en fonction du nombre de Froude

Fig.III. 39 : Steepness (a_w/L_w) – Comparaison avec des études en laboratoire et de terrain

Fig.III. 40 : Visualisation d'un mascaret ondulé à l'aide d'une nappe laser. Mise en évidence des lignes de courants définissant des cellules de recirculation

Fig.III. 41 : Photographie du front du mascaret : A. 10 mars 2012 et B. 11 mars 2012 ; C. Evolution de la surface libre pendant les cycles de marée instrumentés par l'ADCP Workhorse Sentinel

Fig.III. 42 : Diagramme spatio-temporel des vitesses longitudinales pour deux des missions du mois de mars 2012 sur une verticale (iso-contour rouge : 0 m/s, inversion de vitesse) A. Cycle de marée du 10 mars 2012 ; B. Cycle de marée du 11 mars 2012 ; C. Localisation des cellules de recirculation (Mesures ADCP, site du Bateau)

Fig.III. 43 : Diagramme spatio-temporel des vitesses longitudinales au passage du mascaret. A. Le 10 mars 2012 ($Fr_1 = 1.50$) et B. le 11 mars 2012 ($Fr_1 = 1.53$) ; C. Profils verticaux de vitesses longitudinales de 0 à 65 cm au dessus du fond (avant le passage du mascaret, au passage, après le passage) (Mesures ADCP, site du Bateau)

Fig.III. 44 : Cartes spatio-temporelles des vitesses U et W dans le cas du mascaret ondulé simulé en canal ($Fr_1 = 1.26$) (Mesures LDV)

Fig.III. 45 : Cartes spatio-temporelles des vitesses U et W dans le cas du mascaret transitoire simulé en canal ($Fr_1 = 1.41$) (Mesures LDV)

Fig.III. 46 : Cartes spatio-temporelles des vitesses U et W dans le cas du mascaret limite déferlant simulé en canal ($Fr_1 = 1.58$)

Fig.III. 47 : Tableau récapitulatif des conditions de mesures des cycles de marée instrumentés *in situ* et analysés dans ce paragraphe

Fig.III. 48 : Evolution dans le temps des vitesses instantanées (U , V , W), des vitesses moyennes et de la profondeur d'eau (d/d_1) pour les mascarets instrumentés *in situ* (trois cas pour le Vector, deux cas pour le Vectrino) et pour les simulations (trois cas)

Fig.III. 49 : Evolution des vitesses mesurées avec l'ADV Vector et Vectrino le 31 août et le 28 septembre 2011

Fig.III. 50 : Evolution des vitesses mesurées et des accélérations de l'écoulement. A, C et E : Accélération sur les trois composantes du 31 août 2011, $Fr_1 = 1.27$ à $z/d_1 = 0.53$; B, D et F : Accélération sur les 3 composantes du 28 septembre 2011, $Fr_1 = 1.57$ à $z/d_1 = 0.46$ (s.l. = surface libre) (Mesures ADV Vector, site du Bateau)

Fig.III. 51 : Evolution des vitesses et des accélérations sur les trois composantes pour les trois cas de mascaret simulés ($Fr_1 = 1.26$; $Fr_1 = 1.41$ et $Fr_1 = 1.58$) (Mesures ADV Vectrino, en canal)

Fig.III. 52 : Calcul de la contrainte visqueuse à partir des données ADCP des cycles de marée A. du 10 mars 2012 et B. du 11 mars 2012

Fig.III. 53 : Carte des contraintes visqueuses dans le cas d'un mascaret transitoire simulé en canal – Evolution temporelle de la contrainte visqueuse à 0.5 cm au dessus du fond ($z/d_1 = 0.4$)

Fig.III. 54 : Produit des fluctuations $u'w'$ calculées à partir des mesures ADV Vector et ADV Vectrino *in situ* et des mesures ADV Vectrino en canal

Fig.III. 55 : Energie cinétique turbulente (TKE) calculée à partir des mesures ADV Vector et ADV Vectrino *in situ* et des mesures ADV Vectrino en canal

Fig.III. 56 : Localisation des profils de vitesse pour l'étude de la couche limite (avant le passage du mascaret, dans la phase ascendante du front, au sommet du front, dans la phase descendante après le front et dans le premier creux après le front)

Fig.III. 57 : Profils de vitesses à cinq phases dans le cas du mascaret simulé ondulé. Profils échelle linéaire (en haut) et semi-logarithmique (en bas) (distinction de l'épaisseur de la couche limite)

Fig.III. 58 : Profils de vitesses à cinq phases dans le cas du mascaret simulé transitoire. Profils échelle linéaire (en haut) et semi-logarithmique (en bas) (distinction de l'épaisseur de la couche limite et la longueur de rugosité z_0)

Fig.III. 59 : Profils de vitesses à cinq phases dans le cas du mascaret simulé limite déferlant. Profils échelle linéaire (en haut) et semi-logarithmique (en bas) (distinction de l'épaisseur de la couche limite et la longueur de rugosité z_0)

Fig.III. 60 : Synthèse des principaux paramètres de l'écoulement étudié pour un mascaret ondulé

CHAPITRE 4 : DYNAMIQUE DES MATIERES EN SUSPENSION DE L'ECHELLE DU MASCARET A CELLE DE LA MAREE

Fig.IV. 1 : A. Tableau récapitulatif des méthodes existantes pour mesurer les concentrations de sédiments en suspension dans un écoulement (d'après Van Rijn, 2007) ; B. Photo d'une Bouteille Delft ; C. Photo d'un échantillonneur avec récipient plastique ; D. Schéma d'un ABS ; E. Photo d'un LISST (OBS : Optical Backscatter Sensor ; LISST : Optical Laser diffraction instruments ; ASM : Argus Surface Meter ; ASTM (ou USTM) : Acoustic (ou Ultrasonic) Sand Transport Meter ; ADV : Acoustic Doppler Velocimeter ; ABS : Acoustic Backscatter profiling Sensor ; ADCP : Acoustic Doppler Current Profiler)

Fig.IV. 2 : Graphique des données brutes de la vitesse longitudinale (U) et de l'amplitude du signal rétrodiffusé associé (mesures de l'ADV Vector) (Mesure réalisée au Bateau le 21 mars 2011)

Fig.IV. 3 : Photos du dispositif utilisé afin de calibrer l'ADV Vector avec du sédiment prélevé en Garonne (Dispositif réalisé à l'I2M UMR CNRS 5295 à Bordeaux 1) (Chanson *et al.*, 2011 et Reungoat *et al.*, 2012)

Fig.IV. 4 : Comparaison des calibrations réalisés avec l'ADV Vector dans deux études sur la Garonne (en rouge et vert) et notre étude (en bleu) (Chanson *et al.*, 2011 ; Reungoat *et al.*, 2012)

Fig.IV. 5 : Paramètres enregistrés par le Vectrino en fonction de la concentration en MES (test de calibration en cuve). A. Concentration en MES en fonction de l'amplitude ; B. concentration en MES en fonction du Rapport signal sur bruit (SNR)

Fig.IV. 6 : A. Schéma du fonctionnement de l'OBS-3 dans un écoulement avec son volume de mesure ; B. Courbe de réponse théorique de l'OBS-3 avec la tension en fonction de la concentration en MES (d'après le manuel d'utilisation de l'OBS)

Fig.IV. 7 : Etalonnage de l'OBS en laboratoire avec de la tange, gamme de concentration de 0 à 220 g/L avec les zooms sur les zones de faibles et de fortes concentration – définition des équations de courbes de calibrations

Fig.IV. 8 : Principe de fonctionnement de la perche ASM et calibration des capteurs. A. Perche ASM mise en place sur le terrain, et volume de mesure des capteurs ; B. Photo de différentes concentrations en MES dans le tube utilisé pour la calibration ; C. Etalonnage, signal brut en fonction des nu-

méros de capteurs par concentration testées (de 0 à 3 g/L) ; D. Courbe de calibration de quatre capteurs (*h1*, *h60*, *h80* et *h140*). Etalonnage réalisé par Alain Crave (Geosciences Rennes)

Fig.IV. 9 : Principe de prélèvement dans la Sée avec les quatre tuyaux placés au fond, à 20, 40 et 60 cm au dessus du fond. Prélèvement par quatre pompes manuelles, dans des pots numérotés ramenés en laboratoire (Bathymétrie réalisée à l'aide d'un théodolite)

Fig.IV. 10 : Chaîne de mesure en laboratoire sur les échantillons prélevés par pompage. Après la pesée 2 (*P2*) quelques échantillons sont utilisés pour la granulométrie et la visualisation des échantillons

Fig.IV. 11 : Système de calibration des pompes par prélèvement utilisé *in situ* ; A. Schéma du dispositif (réalisé par Sylvain Haquin) ; B. Montage du dispositif au laboratoire M2C à Caen (protocole et mesures réalisés à l'aide de Laurent Perez) ; C. Mise en eau du système et homogénéisation du sédiment (concentration en MES de 50 g/L) ; D. Récupération de la totalité du sédiment introduit dans le dispositif et stockage des bassines

Fig.IV. 12 : Résultats de la calibration du dispositif de pompage : concentration en MES mesurée en fonction de la concentration réelle dans le dispositif et courbes de corrélation (moyenne, minimum et maximum). Les équations permettant la construction de barres d'erreurs sur la mesure sont déduites de ces courbes

Fig.IV. 13 : Tableau de synthèse mettant en avant les avantages et les inconvénients de chacune des techniques utilisées dans le cadre de cette étude pour mesurer la concentration en MES

Fig.IV. 14 : Calendrier d'utilisation des différentes méthodes de mesures de la concentration de matières en suspension

Fig.IV. 15 : Les différentes échelles d'observation de l'évolution des MES (phase 3 décrite dans le paragraphe 4)

Fig.IV. 16 : Schéma d'évolution des concentrations de MES dans la tranche d'eau au cours d'un cycle semi-diurne de marée sans mascaret dans l'estuaire de la Seine (D'après Guézennec *et al.*, 1996)

Fig.IV. 17 : Présentation des résultats des mesures de concentration en MES sur quatre cycles de marée du 6 au 8 mai 2012. A. Résultats des prélèvements par pompage sur les deux derniers cycles, 7 et 8 mai (chaque couleur correspond à une hauteur de mesure) ; B. Résultats de la perche ASM sur les quatre cycles de marées ; C. Evolution de la hauteur d'eau afin de localiser les périodes de flot/étiage/jusant

Fig.IV. 18 : Comparaison des mesures de concentration en MES de la perche ASM (trait plein) et des prélèvements (points) aux mêmes élévations (sur le fond, à 20, 40 et 60 cm au dessus du fond) réalisées le 7 mai 2012 et le 8 mai 2012 (saturation du capteur ASM à 30 g/L). Attention à l'échelle des concentrations en MES différente pour le cas au fond du 7 mai (graphique en bas à gauche)

Fig.IV. 19 : Evolution de la concentration en MES dans le temps pour les quatre cycles de marée, A. à 10 cm (même variations de 0 à 30 cm) ; et B. à 60 cm au dessus du fond (même variation de 40 cm jusqu'au sommet de la perche ASM) ; C. Pentes des évolutions de concentration en MES S1, S2 et S3 en fonction de l'élévation (en g/L/min)

Fig.IV. 20 : A. Diagramme spatio-temporel de l'évolution de la concentration en MES au cours d'un cycle de marée et localisation des différentes phases d'évolution des MES et des profils de concentration (de P1 et P9) ; de B. à J. : profils verticaux de concentration au cours des quatre cycles de marées étudiés (P1 : avant le mascaret ; P2 : 10 secondes après le mascaret ; P3 : début du flot ; P4 : au flot au maximum de la concentration en MES ; P5 : pendant l'étalement de pleine mer ; P6 : fin de l'étalement/début du jusant ; P7 : augmentation de la concentration au début du jusant ; P8 : maximum concentration durant le jusant ; P9 : fin du jusant)

Fig.IV. 21 : Description des différents profils verticaux de concentration en MES de chacune des phases (du régime de rivière jusqu'au milieu du jusant)

Fig.IV. 22 : Evolution de la concentration en MES enregistrée par la perche ASM pendant 1 minute lors du passage du mascaret sur les quatre cycles de marée : A. Localisation de la zone étudiée en détail sur un diagramme ASM ; B. cycle 1 ; C. cycle 2 ; D. cycle 3 avec la superposition des mesures par prélèvement supérieures à 30 g/L ; E. cycle 4

Fig.IV. 23 : Détermination des zones d'évolution (Pz) pendant la première minute après le passage du mascaret et huit profils verticaux de concentration de Pz1 à Pz8 (pour les quatre cycles). Localisation des évolutions brusques de concentration sur la verticale

Fig.IV. 24 : Diagramme spatio-temporel des concentrations en MES avec le marquage des deux principales interfaces de 2 à 30 g/L (exemple du cycle 3)

Fig.IV. 25 : Représentation des deux isolignes de concentrations en MES de 2 et 30 g/L (avec la moyenne des « vitesses de diffusion » sur 6 secondes). De A à D : cycle 1 à 4 respectivement

Fig.IV. 26 : Schéma spatio-temporel de l'évolution des concentrations en MES au cours d'une marée de vive eau présentant le développement d'un mascaret. Reconstitution à partir des données recueillies sur le site du Bateau (estuaire interne)

Fig.IV. 27 : Evolution des concentrations en MES (mesures par prélèvement) au cours des différentes campagnes : A. août 2011 ; B. septembre 2011 ; C. octobre 2011 et D. mai 2012 (date ; marnage à l'extérieur de la baie ; élévation du point de mesure)

Fig.IV. 28 : A. Temps d'arrivée de la concentration maximale correspond au temps d'établissement d'une concentration homogène sur la colonne d'eau, en fonction de la hauteur de mesure de chacun des prélèvements ; B. Profil de concentration lorsque la concentration en MES est maximale sur toute la colonne d'eau

Fig.IV. 29 : Tableau récapitulatif des données concernant les campagnes de mesures de concentration en MES par pompage

Fig.IV. 30 : Valeur de la concentration en MES maximale atteinte lors des prélèvements en fonction, A. du nombre de Froude (Fr_1) ; B. de la vitesse du mascaret (U_b) ; C. du marnage global ; D. de la hauteur d'eau initiale (d_1) ; E. du marnage local et F. de la hauteur du *bore* (d_b)

Fig.IV. 31 : Localisation des échantillons sélectionnés pour analyser la répartition des tailles de particules sur les quatre hauteurs de prélèvements (prélèvements du 7 mai 2012 soir). A. Localisation sur le graphique des concentrations en MES mesurées par prélèvements et B. Localisation sur le graphique des résultats de concentration en MES mesurées avec la perche ASM

Fig.IV. 32 : Courbe d'évolution de la salinité au cours d'un cycle de marée présentant le développement d'un mascaret. Données d'une CTD à 10 cm au-dessus du fond (octobre 2011, site du Bateau)

Fig.IV. 33 : Courbes granulométriques de la totalité d'un doublet de marée (courbe noire) et de la couche supérieure (drapage) du doublet de marée (courbe bleue)

Fig.IV. 34 : A. Localisation des échantillons choisies pour l'analyse ; de B. à E. Courbes granulométriques associées aux échantillons prélevés sur le fond ; à 20 cm au dessus du fond ; 40 cm au dessus du fond ; à 60 cm au-dessus du fond respectivement

Fig.IV. 35 : Superposition du mode granulométrique sur les concentrations en MES de la perche ASM

Fig.IV. 36 : Superposition de la moyenne granulométrique sur les concentrations en MES de la perche ASM

Fig.IV. 37 : Représentation de l'évolution de la granulométrie dans le temps et sur la verticale sous forme de graphique circulaire avec trois classes granulométriques : argile, silt et sable. A. Graphiques sur un doublet de marée ; B. Localisation des prélèvements dans le temps et sur la verticale ; C. Totalité des graphiques circulaires sur les quatre hauteurs de prélèvement

Fig.IV. 38 : Courbes granulométriques représentées en pourcentage de volume, de nombre et de surface sur l'échantillon avant le passage du mascaret sur le fond

Fig.IV. 39 : Superposition du pourcentage en volume de la classe argileuse ($< 2 \mu\text{m}$) sur les concentrations en MES de la perche ASM

Fig.IV. 40 : Schéma synthétique de l'évolution de la concentration en MES dans la colonne d'eau lors d'un cycle de marée soumis au développement d'un mascaret sur le site du Bateau ; Photos de panaches turbides visibles à la surface se formant après le passage du mascaret proche des berges

CHAPITRE 5 : DISCUSSION

Fig.V. 1 : Profils moyens de la vitesse horizontale (U), de la concentration en MES (C) et du transport sédimentaire (q_s) après le passage du mascaret

Fig.V. 2 : Calcul du transport sédimentaire (C) à partir de la vitesse longitudinale (A) et de la concentration en MES (B) au cours des 10 premières minutes du flot d'un cycle de marée avec le développement d'un mascaret

Fig.V. 3 : Mesures de la sonde CTD (20 cm au dessus du fond) au cours de trois cycles de marées impactés par le mascaret. A. la mesure de la salinité et B. la mesure de la température

Fig.V. 4 : A. Fonctionnement d'un point nodal de densité ; B. Comparaison de la concentration en MES et de l'évolution de la température enregistrée par l'ADV le 6 mai 2012 lors du passage d'un mascaret

Fig.V. 5 : Schéma descriptif de l'affouillement local autour d'une pile cylindrique (d'après Levillain, 1979)

Fig.V. 6 : A. Périodes d'érosion et de dépôt du fond sédimentaire enregistrées par la perche ASM lors des quatre cycles de marées successifs (Mai 2012) (PM : Pleine Mer) ; B. Phase d'érosion du flot et C. Phase d'érosion du jusant

Fig.V. 7 : Bilan des phases érosion/dépôt lors d'un cycle de marée A. sans le développement de mascaret (d'après Allen *et al.*, 1980 ; Avoine, 1985 ; Dupont *et al.*, 1996) ; B. avec le développement d'un mascaret

Fig.V. 8 : Schéma d'évolution du fond lors d'un cycle de marée avec un mascaret

Fig.V. 9 : Photographies d'un dépôt de tangué en canal A. Après deux jours de dépôt ; B. Après le passage de plusieurs mascarets

Fig.V. 10 : Schéma du comportement des grains au cours du processus de liquéfaction (Aussillous *et al.*, 2007)

Fig.V. 11 : Calcul des contraintes turbulentes normales (u'^2) dans le cas de mascarets instrumentés *in situ* (Vector et Vectrino) et dans les trois cas de mascaret simulé en canal

Fig.V. 12 : Graphique présentant l'évolution des débits journaliers moyens mesurés sur la Sée et les coefficients de marée sur les années 2011, 2012 et 2013. Corrélation avec les dates d'observations du remplissage du chenal en sédiments

Fig.V. 13 : Hypothèses d'évolution du fond sédimentaire lors de la première marée de vive-eau

Fig.V. 14 : Photographies des essais réalisés en canal sur la tange : propagation de la déformation des doublets de marée sous l'effet d'oscillations de la surface libre

Fig.V. 15 : Localisation des points d'observations des déformations associées au mascaret en surface et localisation des points de carottage

Fig.V. 16 : Photo de l'instrumentation utilisée pour l'étude des déformations du sédiment. A. Vibro-carottier du laboratoire M2C ; B. Scanner à rayons X du Centre Scientifique et Technique Jean Féger de Total à Pau

Fig.V. 17 : Photographies des déformations observées à la pointe du Grouin du Sud en haut de berge. A. Diagramme en rose des orientations des plis observés en 2013 ; B. Localisation des déformations au Grouin du Sud en 1994 puis 2013 ; C. Photographie des déformations observées par Tessier et Terwindt (1994) ; D. Exemple d'une zone plissée en haut de berge observée en 2013

Fig.V. 18 : Photographies des couches de tange déformées au Grouin du Sud (avril 2013) sur une coupe de la berge en érosion sur trois couches d'élévation différente – Contour des couches en noir

Fig.V. 19 : A. Coupe dans la berge en érosion du méandre d'Argenne (rive droite de la Sélune) avec la mise en évidence des couches déformées (L1 et L2) intercalées dans les faciès tidaux typiques d'estuaire interne ; B. Photographie de la berge non nettoyée avec la mise en évidence de la couche déformée L1 par érosion différentielle

Fig.V. 20 : Observation des déformations dans la couche L2 en rive droite de la Sélune (méandre d'Argenne). A. Coupe de berge non nettoyée, déformations mises en évidence par érosion différentielle ; B. Déformation par échappement de fluide ; C. Plis avec faciès sédimentaire en spirale entre les crêtes

Fig.V. 21 : Déformations observées sur la rive gauche de la Sélune dans le méandre d'Argenne. A. Photographie de la zone d'observation ; B. Déformations en plis

Fig.V. 22 : Présentation des différents faciès observés dans l'estuaire interne par Billeaud (2007) et Billeaud *et al.* (2007)

Fig.V. 23 : Reconstitution des carottes prélevées sur la rive gauche du site le Bateau sur la rivière Sée : photographies et scanner en coupe, déroulé et en tranches – Localisation des niveaux déformés

Fig.V. 24 : Localisation des sept niveaux de tange déformés sur un profil bathymétrique effectué sur le site du Bateau

Fig.V. 25 : Photographies des couches déformées et résultats des analyses granulométriques de la carotte prélevée sur le site du Bateau (rive gauche)

Fig.V. 26 : Instabilités de Kelvin-Helmholtz se développant à l'interface eau/sédiment dans le canal au passage du mascaret (caractéristique d'un écoulement fortement cisailé)

Fig.V. 27 : Schéma de l'évolution des dépôts de tange lors de cycle de vive-eau (petite, moyenne et grande vive-eau) présentant le développement d'un mascaret ondulé

LIVRET DES ANNEXES

Fig.A 1 : Positions des ADV selon le sens de l'écoulement ; A. ADV Vector en position « Side » ; B. ADV Vector en position « Down » ; C. Vectrino en position « Side » ; D. Vectrino en position « Down »

Fig.A 2 : Résultats préliminaire de l'inversion acoustique à partir des signaux d'amplitude du 31 août 2011 (A) et du 28 septembre 2011 (B)

Fig.A 3 : Diagramme spatio-temporel de l'évolution de la vitesse longitudinale U au passage du mascaret du 10 mars 2012

Fig.A 4 : Hauteur du *bore* en fonction du nombre de Froude (Fr_1) et du marnage local

Fig.A 5 : Vitesse du *bore* en fonction du nombre de Froude (Fr_1) et du marnage local

Fig.A 6 : Paramètres des éteules en fonction du marnage global de la baie - Longueur d'onde crête à crête (L_w) - Longueur d'onde creux à creux (L_w) - Amplitude (A_w) - Profondeur maximum sous les éteules (d_{max})

Fig.A 7 : Paramètres des éteules en fonction de la hauteur du *bore* - Longueur d'onde crête à crête - Longueur d'onde creux à creux - Amplitude (a_w) - Profondeur maximum sous les éteules

Fig.A 8 : Paramètres des éteules en fonction de la profondeur initiale - Longueur d'onde crête à crête - Longueur d'onde creux à creux - Amplitude (a_w) - Profondeur maximum sous les éteules

Fig.A 9 : Evolution de la concentration en MES mesurée par un OBS en fonction du temps lors de différentes missions *in situ*

Fig.A 10 : Principe de la méthode de granulométrie laser (Beckman Coulter LS230) ; A. Photo de l'appareil de mesure ; B. Principe de fonctionnement des deux fenêtres de mesure ; C. Photo d'un échantillon présentant des flocs avant le passage dans l'appareil ultrason ; D. Flocs du même échantillon vus à la loupe binoculaire

Fig.A 11 : Classement des valeurs des différents paramètres : *Standard Deviation*, *Skewness* et *Kurtosis* selon Folk et Ward (1957)

Fig.A 12 : Courbe granulométrique du prélèvement sur le fond avant le passage du mascaret

Fig.A 13 : Courbes granulométriques des prélèvements au fond et à 20 cm au dessus du fond 13 secondes après le passage du mascaret

Fig.A 14 : Courbes granulométriques des prélèvements aux quatre hauteurs, 1 minute et 7 secondes après le passage du mascaret

Fig.A 15 : Courbes granulométriques des prélèvements aux quatre hauteurs, 2 minutes et 2 secondes après le passage du mascaret

Fig.A 16 : Courbes granulométriques des prélèvements aux quatre hauteurs, 26 minutes et 36 secondes après le passage du mascaret

Fig.A 17 : Courbes granulométriques des prélèvements aux quatre hauteurs, 36 minutes et 19 secondes après le passage du mascaret

Fig.A 18 : Comparaison d'un histogramme de répartition granulométrique par masse des refus de tamis avec une courbe granulométrique du laser Beckman-Coulter LS230 pour un même échantillon prélevé sur le fond du chenal de la Sée (site le Bateau). Six photos à la loupe binoculaire de six classes granulométriques

Fig.A 19 : Carotte prélevée à Pontaubault sur la rivière Sélune

Fig.A 20 : Carotte prélevée sur la rive droite du site de mesure du Bateau

Fig.A 21 : Carotte prélevée dans le méandre d'Argenne sur la rivière Sélune

Bibliographie

- Abbott, M. R. et Lighthill, M. J., 1956. A theory of the propagation of bores in channels and rivers. In: *Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society* 52(02): 344–362.
- Abbot, M. et Minns, A., 1992. *Computational hydraulics*, 2nd edition. Ashgate publishing limited.
- Abril, G., Etcheber, H. et Le Hir, P., 1999. Oxic/anoxic oscillations and organic carbon mineralization in an estuarine maximum turbidity zone (The Gironde, France), *Limnology and Oceanography* 44: 1304–1315.
- Allen, G.P., Salomon, J.C., Bassoullet, P., Du Penhoat, Y. and De Grandpré, C., 1980. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Sedimentary Geology*, 26: 69-90.
- Allen, G.P., Castaing, P. et Salomon, J.C., 1982. Effets de la marée sur le mouvement de l'eau et des sédiments dans les estuaires. *Mémoire de la Société Géologique de France* 144: 5-16.
- Allen, J.R.L., 1982. *Sedimentary structures: their character and physical basis*, volume 1. Amsterdam, Elsevier science, *Developments in sedimentology* 30A.
- Ancey, C., 2010. Stochastic modeling in sediment dynamics: Exner equation for planar bed incipient bed load transport conditions. *Journal of Geophysical Research* 115: 1-21.
- Andersen, V., 1978. Undular hydraulic jump. *Journal of the Hydraulics Division - Asce* 104(8): 1185–1188.
- Anthony, E.J., 2004. Sediment dynamics and morphological stability of estuarine mangrove swamps in Sherbro Bay, West Africa. *Marine Geology* 208 : 207-224.
- Archer, A., 2013. World's highest tides: Hypertidal coastal systems in North America, South America and Europe. *Sedimentary Geology* 284 : 1-25.
- Arsié, A., 1998. Etude expérimentale des phénomènes turbulents générés par une houle régulière sur un dispositif multi-écrans, Thèse de Doctorat, Université de Caen Basse-Normandie, 196 pp.
- Aussillous, P., Collart, D. et Pouliquen, O., 2007. Liquéfaction des sols sous vagues. 18^{ème} Congrès Français de Mécanique Grenoble, 27-31 août 2007.
- Aydin, R., 2009. Estimation of suspended sediment concentration using acoustic methods. Thesis Submitted to the Graduate School of Engineering and Sciences of Izmir Institute of Technology. 71pp.

- Avoine, J., 1981. L'estuaire de la Seine : sédiments et dynamique sédimentaire. Thèse de doctorat, Université de Caen Basse-Normandie. 236pp.
- Avoine, J., 1985. Sediment dynamics and sedimentation in the Seine estuary, a macrotidal environment in France. Dans symposium on modern and ancient classic tidal deposits, Utrecht, 27-30pp.
- Bailly C. et Comte-Bellot G., 1999. Turbulence, Cours de DEA, Ecole Centrale de Lyon.
- Barre de Saint Venant, A., 1871. Théorie et équations générales du mouvement non permanent des eaux courantes. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Paris, France, 73: 147-154.
- Barthe, X. et Castaing, P., 1989. Étude théorique de l'action des courants de marée et des houles sur les sédiments du plateau continental du golfe de Gascogne, *Oceanologica Acta* 12(4): 325–334.
- Bartsch-Winkler, S. et Lynch, D., 1988. Catalog of worldwide tidal bore occurrences and characteristic. US Geological Survey Circular, 1022, 17.
- Bazin, M., 1895. Recherches expérimentales sur la propagation des ondes. Mémoires présentées par divers savants à l'Académie des Sciences. Paris 19.
- Bélorgey M., Rousset JM., Tabet-Aoul EH, Bergmann H., de Gerloni M., Colombo D., Franco L. et Passoni G., 1999. Perforated caisson breakwaters: wave loads and hydraulic performance. In Proc. of Int. Conf. on Coastal Structures, Santander (Spain), Ed. Balkema, 603-612pp.
- Benet, F. et Cunge, J.A., 1971. Analysis of experiments on secondary undulations caused by surge waves in trapezoidal channels. *Journal of Hydraulic Research* 9(1): 11–33.
- Berni, C., 2010. Processus de mobilisation et de transport de sédiments dans la zone de déferlement. Thèse de Doctorat. Université de Grenoble. 249pp.
- Billeaud, I., Tessier, B., Lesueur, P. et Caline, B., 2007. Preservation potential of highstand coastal sedimentary bodies in a macrotidal basin: Example from the Bay of Mont-Saint-Michel, NW France. *Sedimentary Geology* 202(4): 754-775.
- Billeaud, I., 2007. Dynamique de construction d'un prisme sédimentaire littoral en régime mégalotidal (la Baie du Mont-Saint-Michel). Thèse de doctorat. Université de Caen Basse Normandie, 239pp.
- Biondi, P., Breul, O., Morvan, M. et Michallet, H., 2013. Caractérisation en place de l'état de matériaux sédimentaires soumis à des sollicitations hydrodynamiques en vue d'évaluer leur comportement à la liquéfaction. 31^{ème} Recontres de l'AUGC, E.N.S. Cachan, 29-31 mai. 10pp.
- Bjerrum, J., 1973. Problems of soil mechanics and construction in soft clays, State of the art report, Proceedings 8th International Conference on Soil Mechanics Foundation Engineering, Moscow 3: 111-159.
- Blott, S. J., et Pye, K. 2001. GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surfaces Processes and Landforms*, 26: 1237–1248.
- Bonneton, P., 2004. Wave celerity in the inner surf zone. Proceedings of the 29th International Conference on Coastal Engineering, vol. 1, 392–401pp.

- Bonneton, N., Bonneton, P., Parisot, J.-P., Detandt, G., Sottolichio, A. et Crapoulet, A., 2011a. Structure verticale des courants associés à la propagation de la marée de la Garonne - Impact du mascaret. 20^{ème} Congrès Français de Mécanique.
- Bonneton, P., Parisot, J., Bonneton, N., Sottolichio, A., Castelle, B., Marieu, V., Pochon, N. et Van de Loock, J., 2011b. Large amplitude Undular Tidal Bore Propagation in the Garonne River, France. Proceedings of the Twenty-first (2011) International Offshore and Polar Engineering Conference.
- Bonneton, P., Van de Loock, J., Parisot, J.-P., Bonneton, N., Sottolichio, A., Detandt, G., Castelle, B., Marieu, V. et Pochon, N., 2011c. On the occurrence of tidal bores – The Garonne River case. *Journal of Coastal Research*, 1462-1466.
- Bonneton, N., Bonneton, P. et Parisot, J., 2012. Ressaut de maree et Mascaret - exemples de la Garonne et de la Seine Tidal bore and Mascaret - example of Garonne and Seine Rivers. *Comptes rendus géoscience* 344(10): 508-515.
- Bonnot-Courtois, C., Caline, B., L'Homer, A. et Le Vot, M., 2002. The Bay of Mont-Saint-Michel and the Rance Estuary: Recent development and evolution of depositional environments. Vol. N° 26. CNRS, EPHE & Total-Fina-Elf. 256pp.
- Bourcart, J. et Charlier, R., 1959. The tangué: a "nonconforming" sediment. *Geological Society of America Bulletin* 70: 565–568.
- Boyd, R., Dalrymple, R.W. et Zaitlin, B.A., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology* 80: 139–150.
- Bravard, J.-P. et Petit, F., 1997. Les cours d'eau. Dynamique du système fluvial. Paris, Colin, 2^{ème} édition, 222pp.
- Brumley, B.H. et Jirka, G.H., 1987. Near surface turbulence in a grid-stirred tank. *Journal of Fluid Mechanics* 183(1): 235-263.
- Bryce, S., Larcombe, P. et Ridd, P.V., 1998. The relative importance of landward-directed tidal sediment transport versus freshwater flood events in the Normanby River estuary, Cape York Peninsula, Australia. *Marine Geology* 149: 55-78.
- Cardiergue, S., 1998. Analyse des caractéristiques de la vitesse de chute des particules solides en écoulement turbulent. Thèse de Doctorat, Université de Caen Basse-Normandie, 158pp.
- Cardiergue, S., Michaux-Leblond, N. et Bélorgey, M., 1998. Influence de la forme sur la vitesse de chute de particules discrètes. V^{ème} journées nationales Génie civil – Génie côtier. 193-200pp.
- Cameron, W. N. et Pritchard, D. W., 1963. Estuaries. In: Goldberg, E. D., McCave, I. N., O'Brien, J.J. et Steele, J.H. editions. *The Sea*. New York, John Wiley & Sons. 306-324pp.
- Camuzard, J.P., 2011. L'exploitation des tangues ou le souvenir des savoirs oubliés. *Bulletin de la Société Géologique Minéralogique de Bretagne* 8: 1-32.
- Capo, S., Parisot, J.P., Bujan, S. et Senechal, N., 2009. Short time morphodynamics response of the Truc Vert beach to storm conditions, *Journal of Coastal Research*. Proceedings 9th International Coastal Symposium (Lisbon, Portugal), *Journal of Coastal Research* 56: 1741-1745.

- Caputo, J.G. et Stepanyants, Y.A., 1999. Bore formation, evolution and disintegration into solitons in shallow inhomogeneous channels. *Nonlinear Processes in Geophysics* 10(4/5): 407-424.
- Castaing, P. et Allen, G.P., 1981. Mechanisms controlling seaward escape of suspended sediment from the Gironde: a macrotidal estuary in France, *Marine Geology*, 40(1/2): 101-118.
- Céa, L., Puertas, J. et Pean, L., 2007. Velocity measurements on highly turbulent free surface flow using ADV. *Exp Fluids* 42: 333-348.
- Cébile, A., 2010. Le phénomène de Mascaret. Rapport de Stage de Master, Université de Bordeaux. 49pp.
- Chabert J., et Engeldinger P, 1956. Etude des affouillements autour des piles de points (Study of scour at bridge piers). Bureau Central d'Etudes les Equipment d'Outre-Mer, Laboratoire National d'Hydraulique, France.
- Chamizo Borreguero M., Melendez M., De Boer P., (2012) Tidal bore induced sediments in incised valleys, Utrillas Fm, Albion, SW Iberian Ranges, Spain. 8th International Conference on Tidal Environments "Tidalites 2012", Caen, France, Abstract book, 17-18.
- Chanson, H., 1995. Ressaut Hydraulique Ondulé : Mythes et Réalités. *La Houille Blanche* 7: 54-65.
- Chanson, H., 2001. Flow field in a tidal bore: a physical model. *Proceedings 29th IAHR Congress*. Beijing, China: Guifen Li, 365–373 pp.
- Chanson, H., 2003. Mixing and Dispersion in Tidal Bores. A Review. *Proceedings International Conference on Estuaries & Coasts ICEC-2003*, Hangzhou, China, November 8-11, International Research & Training Center on Erosion & Sedimentation Edition, Vol. 2, 763-769 pp.
- Chanson, H., 2004. The tidal bore of the Sélune River, Mont-Saint-Michel, France. *Coastal Observations - Shore Beach* 72(4): 14-16.
- Chanson, H., 2005a. Physical modelling of the flow field in an undular tidal bore. *Journal of Hydraulics Research* 43(3): 234-244.
- Chanson, H., 2005b. Mascaret, Aegir, Pororoca, Tidal Bore. Quid ? Où ? Quand ? Comment ? Pourquoi ? . *La HouilleBblanche* 3: 103-114.
- Chanson, H., Trevethan, M. et Aoki, S., 2008. Acoustic Doppler velocimetry (ADV) in small estuary: Field experience and signal post-processing. *Flow Measurement and Instrumentation* 19: 307-313.
- Chanson, H., 2008. CH68/08: Turbulence in positive surges and tidal bores - effects of bed roughness and adverse bed slopes. The University of Queensland, 121 pp.
- Chanson, H., 2009a. CH74/09: An experimental study of tidal bore propagation : the impact of bridge piers and channel constriction. The University of Queensland, 110 pp.
- Chanson, H., 2009b. Environmental, ecological and cultural impacts of tidal bores, benaks, bonos and burros. IWEH International Workshop on Environmental Hydraulics - Theoretical, Experimental and Computational Solutions.

- Chanson, H., 2010a. Undular tidal bores: basic Theory and Free-Surface Characteristics. *Journal of Hydraulic Engineering* 136(11): 940-944.
- Chanson, H., 2010e. Tidal Bores, Aegir and Pororoca : the Geophysical Wonders. *Proceeding of 17 th Congress of IAHR Asia and Pacific Division*. Melville, B.; De Costa, G. & Swann, T. (Eds.).
- Chanson, H., 2010f. Undular bores. *Second International Conference on Coastal Zone Engineering and Management*, 12 pp.
- Chanson, H., Lubin, P., Simon, B. et Reungoat, D., 2010. CH79/10: Turbulence and sediment processes in the tidal bore of the Garonne River: first observations. *The University of Queensland: Division of civil engineering*.
- Chanson, H. et Tan, K.K., 2010. Turbulent mixing of particles under tidal bores: an experimental analysis. *Journal of Hydraulic Research* 48(5): 641–649.
- Chanson, H., 2011a. Current knowledge in tidal bores and their environmental, ecological and cultural impacts. *Environmental Fluid Mechanics* 11: 77-98.
- Chanson, H., 2011b . Undular tidal bores: effect of channel constriction and bridge piers. *Environmental Fluid Mechanics* 11: 385-404.
- Chanson, H., Reungoat, D., Simon, B. et Lubin, P., 2011. High-Frequency Turbulence and Suspended Sediment Concentration Measurements in the Garonne River Tidal Bore. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 95(2-3):298-306.
- Chanson, H. et Docherty, N., 2012. Turbulent velocity measurements in open channel bores. *European Journal of Mechanics B/Fluids* 32: 52-58.
- Chanson, H., 2012. Momentum considerations in hydraulic jumps and bores. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 138(4): 382-385.
- Chanson, H. et Toi Y.H., 2013. Breaking tidal bore: comparison between field data and laboratory experiments. 21^{ème} Congrès Français de Mécanique. Bordeaux, France.
- Chen C.T.A., Ruo, R., et Chung, Y.C., 1990. Marine chemistry and sedimentation rate in the Philippine Sea. *Proceedings, Atomic Energy Conference*, Dec. 1990, 1-21 (in Chinese).
- Chen, S., 2003. Tidal bore in the north branch of the Changjiang Estuary on Erosion & Sedimentation Edition, I. R. & T. C. (Ed.). *Proceedings of International Conference on Estuaries & Coasts* 1: 233-239.
- Clef-Pellerin M., Lautridou J.P. et Delibrias G. (1981). Les formations holocènes et pléistocènes de la partie orientale de la baie du Mont-Saint-Michel. *Bulletin de la Société Linnéenne de Normandie* 109: 3-20.
- Compain, P., Larssonneur, C. et Walker, P., 1988. Les sédiments et leur dynamique dans la partie Nord-Est de la baie du Mont-Saint-Michel. *Bulletin de la Société Linnéenne de Normandie* 112–113: 109–114.
- Corey, A.T., 1949. Influence of shape on the fall velocity of sand grains, MS thesis, Colo. A & M College, Fort Collins, Colo.

- Coulombier, T., Toubanc, F. et Brenon, I., 2013. Seasonal monitoring of sediment dynamics in a highly turbid (Charente estuary, France): source and sink of the turbidity maximum. Proceedings of the international conference of Coastal Dynamics, Arcachon, France.
- Cousteau, J.Y., and Richards, M., 1984. Jacques Cousteau's Amazon Journey. The Cousteau Society, Paris, France. (also RD Press, Australia, 1985).
- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A. et Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implication. *Journal of Sedimentary Petrology* 62: 1130-1146.
- Dalrymple R., W., 1979. Wave-induced liquefaction: a modern example from the Bay of Fundy. *Sedimentology* 26: 835-844.
- Darwin, G.H., 1898. *The Tides, and Kindred Phenomena in the Solar System*, W.H. Freeman and Company, San Francisco and London, édition de 1962. 378pp.
- Davies, C., 1988. Tidal River Bores. Dissertation in partial fulfilment of B.A. degree, Dept. of Geography, Edge Hill College, University of Lancaster, UK.
- De Wit, P.J., 1995. Liquefaction of cohesive sediments caused by waves. Thèse de doctorat, Université technologique de Delf.
- Deigaard, R., Fredsoe, J. et Hedegaard, I.B., 1986. Suspended sediment in the surf zone. *Journal of the Water- way, Port, Coastal and Ocean Engineering*, ASCE 112(1): 115-128.
- Deloffre, 2006. La sédimentation fine sur les vasières intertidales en estuaires macrotidaux. Thèse de doctorat, Université de Rouen, 235pp.
- Desguée R., 2008, Etude des processus hydro-sédimentaires et évolutions morphodynamiques autour du Mont-Saint-Michel, Thèse de doctorat, Université de Caen Basse-Normandie, 366pp.
- Desguee, R., Robin, N., Gluard, L., Monfort, O., Anthony, E. et Levoy, F., 2011. Contribution of hydrodynamic conditions during shallow water stages to the sediment balance on a tidal flat: Mont-Saint-Michel Bay, Normandy, France. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 94: 343-354.
- Dietlen, F., 1982. Contribution à l'étude de l'influence de la turbulence sur la vitesse de sédimentation des particules marines. Thèse de doctorat-ingénieur, Université Paris VI.
- Dionne, J.C., 1963. Towards a more adequate definition of the St. Lawrence estuary. *Zeitschrift Für Geomorphologie* 7(1): 36-44.
- Docherty, N.J. et Chanson, H., 2010. Characterisation of Unsteady Turbulence in Breaking Tidal Bores including the Effects of Bed Roughness. Hydraulic Model Report No. CH76/10, School of Civil Engineering, The University of Queensland, Brisbane, Australia, 112pp.
- Docherty, N. J. et Chanson, H., 2012. Physical modelling of unsteady turbulence in breaking tidal bores. *Journal of Hydraulic Engineering* 138(5): 412-419.
- Dolgoplova, E., 2013. The conditions for the tidal bore formation and its effect on the transport of saline water at river mouths. *Water Resources* 40: 16-30.
- Donnelly, C. et Chanson, H., 2002. Environmental impact of tidal bore on Tropical Rivers. Proc 5th Intl River Management Symp., Brisbane, Australia, Sept. 3-6, 9pp.

- Donnelly, C. et Chanson, H., 2005. Environmental Impact of Undular Tidal Bores in Tropical Rivers. *Environmental Fluid Mechanics* 5: 481-494.
- Doppler, C., 1842. This effect was theoretically predicted and described by Astrian physicist.
- Dugué, O., 1989. Géodynamique d'une bordure de massifs anciens. La bordure occidentale du Bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien. Pulsations épirogéniques et cycles eustatiques, Thèse de Doctorat, Université de Caen Basse-Normandie, 593pp.
- Dupont, J.P., Guézennec, L., Lafite, R., Dethleff, D., Huault, M.F., Wang, H.Q., Lacroix, M. et Meyer, R., 1996. Processus hydro sédimentaires de l'estuaire. Programme Seine Aval, Rapport 1995/FIN-I, 33-64.
- Dupont, J.C., Guézennec, L., Lafite, R., Le Hir, P. et Lesueur, P., 2001. Programme scientifique Seine-Aval. Matériaux fins : le cheminement des particules en suspension. Vol. 4. IFREMER.
- Dyer, K., 1986. Coastal and estuarine sediment dynamics. John Wiley & Sons.
- Dyer, K.R., 1997. Estuaries. A Physical Introduction. John Wiley, New York, USA, 2nd edition, 195pp.
- Dzulynski, S. et Walton, E.K., 1965. Sedimentary features of flysch and greywackes. *Developments in sedimentology* 7. Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, London, New York. 274pp.
- Ehrhold, A., Guillou, S., Auffret, J., Garlan, T. et Dan Nguyen, K., 2003. Bedload transport modelisation in a bay characterized by a macrotidal environment: example of the Mont-Saint-Michel Bay (Manche, France). *Oceanologica Acta* 26: 443-455.
- Ehrhold, A., 1999. Dynamique de comblement d'un bassin sédimentaire soumis à un régime mégatidal: Exemple de la baie du Mont-Saint-Michel. Thèse de doctorat, Université de Caen Basse Normandie, 254pp.
- Elliott, C.G. et Williams, P.F., 1988. Sediment slump structures a review of diagnostic criteria and application to an example from Newfoundland: *Journal of Structural Geology* 10: 171-182.
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17 000 year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 343: 637-642.
- Fan, D., Cai, G., Shang, S., Wu, Y., Zhang, Y. et Gao, L., 2012. Sedimentation processes and sedimentary characteristics of tidal bores along the north bank of the Qiantang Estuary. *Chinese Science Bulletin* 57: 1478-1589.
- Fan, D., Tu, J., Shang, S. et Cai, G., 2014. Characteristics of tidal bore deposits and facies associations in the Qiantang estuary, China. *Marine Geology* 348: 1-14.
- Favre, H., 1935. Étude théorique et expérimentale des ondes de translation dans les canaux découverts. Dunod (Ed). Publications du Laboratoire de recherches hydrauliques, annexé à l'École polytechnique fédérale de Zurich.
- Feng, J., 1992. Laboratory experiments on cohesive soil-bed fluidization by water waves, Ph.D. Dissertation, Report no. UFL/COEL-92/005, University of Florida, Gainesville, U.S.A.
- Folk, R.L. et Ward, W.C., 1957. Brazos river bar: a study of significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3-26.

- Foussard V., Cuvilliez A., Fajon P., Fisson C., Lesueur P. et Macur O., 2010. Evolution morphologique d'un estuaire anthropisé de 1800 à nos jours. Fascicule Seine-Aval 2-3, 43pp.
- Fugate, D. et Friedrichs, C., 2002. Determining concentration and fall velocity of estuarine particle populations using ADV, OBS and LISST. *Continental Shelf Research* 22: 1867-1886.
- Furgerot, L., Mouazé, D., Tessier, B. and Perez, L., 2013. Suspended sediment concentration in relation to the passage of a tidal bore (See river estuary, Mont Saint Michel bay, NW France). *Proceedings of the international conference of Coastal Dynamics*, Arcachon, France.
- Furgerot, L., Weill, P., Mouazé, D., Tessier, B., 2014 (Accepted) Suspended sediment dynamics induced by the passage of a tidal bore in an upper estuary. *IAS Special Issue*.
- Furuyama, S. et Chanson, H., 2008. CH66/08: A numerical study of open channel flow hydrodynamics and turbulence of the tidal bore and dam-break flows. *Departement of civil engineering. The university of Queensland*. 88pp.
- Furuyama, S. et Chanson, H., 2010. A numerical simulation of a tidal bore flow. *Coastal Engineering Journal*, 52: 215-234.
- Gartner J.W. et Ganju N.K. 2002. A preliminary evaluation of near-transducer velocities collected with low-blank ADCP, *Hydraulic Measurements and Experimental Methods* 2002. Estes Park, Colorado, USA.
- Garcia M., Nino Y., Lopez F., 1996. Laboratory observations of particle entrainment into suspension by turbulent bursting, *Coherent Flow Structures in open Channels*, John Wiley and Sons Ltd.
- Geyl, W.F., 1976. Tidal neomorphs: *Zeitschrift. Geomorph* 20: 308-330.
- Gibbs, R., Matthews, M. et Link, D., 1971. The relationship between sphere size and settling velocity. *Journal of Sedimentary Petrology* 41(1): 7-18.
- Gilpin, M.B., 2003. A Snapshot of suspended sediment concentrations and fluxes using optical and acoustic velocity profilers, *The Scour Estary Suffolk, UK*. Report for : ARGUS GESELLSCHAFT FUER UMWELTMESSTECHNIK. 17pp.
- Gluard, L., 2008. Inversion du signal ADCP: quantification des matières en suspension dans la Gironde. *Rapport de stage Master 2, Université de Bordeaux* 1. 31pp.
- Gluard, L., 2012. Evolution des fonds sédimentaires sous l'influence de la divagation des chenaux aux abords du Mont-Saint-Michel. *Thèse de doctorat, Université de Caen Basse-Normandie*. 313pp.
- Gordon, J. H., 1924. Tidal bore at mouth of Colorado River December 8 to 10, 1923. In: *Monthly Weather Review* 52(2): 98–99.
- Goring, D. et Nikora, V., 2002. Despiking Acoustic Doppler Velocimeter Data. *Journal of hydraulic engineering*, Janvier, 117-126.
- Grass, A., 1971. Structural features of turbulent flow over smooth and rough boundaries. *Journal of Fluid Mechniac* 50: 233-255.
- Greb, S.F., and Archer, A.W., 2007. Soft-Sediment Deformation Produced by Tides in a Meizoseismic Area, Turnagain Arm, Alaska. *Geology* 35(5): 435-438.

- Greb, S.F. et Dever, G.R., 2002. Critical evaluation of possible seismites: Examples from the Carboniferous of the Appalachian Basin. In: Ettensohn, F.R., Rast, N., Brett, C.E. (Eds.), *Ancient Seismites*. Geological Society of America Special Paper 359: 109–125.
- Green, M.O., Black, K.P. et Amos, C.L., 1997. Control of estuarine sediment dynamics by interactions between currents and waves at several scales. *Marine Geology* 144: 97–116.
- Guezennec, L., Lafite, R., Dupont, J., Meyer, R. et Boust, D., 1999. Hydrodynamics of suspended particulate matter in the tidal freshwater zone of a macrotidal estuary (the Seine Estuary, France). *Estuaries and Coasts*, Springer New York 22: 717–727.
- Ha, H., Hsu, J., Maa, J., Shao, Y. et Holland, C., 2009. Using ADV backscatter strength for measuring suspended cohesive sediment concentration. *Continental Shelf Research* 29: 1310–1316.
- Hallermeier, R. J., 1981. A Profile Zonation for Seasonal Sand Beaches from Wave Climate. *Coastal Engineering* 4: 253–277.
- Hanes, D.M., 1988. Intermittent sediment suspension and its explication to sand tracer dispersal in wave-dominated environments, *Marine Geology* 81: 175–183.
- Hayes, M.O., 1975. Morphology of sand accumulation in estuaries: an introduction to the symposium. IN: L.E. Cronin (Editor), *Estuarine Research*, vol. II Academic Press, NY, 3–22.
- Henderson, F. M., 1966. *Open channel flow*. London, UK: Collier-Macmillan.
- Hirt, C. et B. Nichols, 1981. Volume of fluid (VOF) method for the dynamics of free boundaries. In: *Journal of Computational Physics* 39(1): 201–225.
- Hirt, C. W. et Shannon, J. P., 1968. Surface stress conditions for incompressible-flow calculations. *Journal of Computational Physics* 2: 403–411.
- Hjulström, F., 1935. The morphological activity of rivers as illustrated by rivers Fyris. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Uppsala*, vol.25, Chapter III.
- Hornung, H. G., C. Willert, et S. Turner, 1995. The flow field downstream of a hydraulic jump. *Journal of Fluid Mechanics* 287: 299–316.
- Hosseini, S., Shamsai, A. et Ataie-Ashtiani, B., 2006. Synchronous measurements of the velocity and concentration in low density turbidity currents using an Acoustic Doppler Velocimeter. *Flow Measurement and Instrumentation* 17: 59–68.
- Huang, J., Pan, C.H., Kuang, C.P., Zeng, J. and Chen, G., 2013. Experimental hydrodynamic study of the Qiantang River tidal bore. *Journal of Hydrodynamics* 25(3): 481–490.
- Idier, D., Pedredos, R., Oliveros, C., Sottolichio, A., Choppin, L. et Bertin, X., 2006. Contributions respectives des courants et de la houle dans la mobilité sédimentaire d’une plateforme interne estuarienne. Exemple : le seuil interinsulaire, au large du Pertuis d’Antioche, France. *Compte Rendu Geosciences* 338: 718–726.
- Inman, D.L., 1952. Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 22: 125–145.

- Jacquet, J., 1949. Recherches écologiques sur le littoral de la Manche les prés salés et la Spartine de Townsend. Les estuaires. La Tangue. Encyclopédie biogéographique et écologique. Éd. Lechevalier, Paris, 374pp.
- Janke, N.E., 1965 Empirical formula for velocities and Reynolds numbers of settling spheres. *Journal of Sedimentary Petrology* 35: 749-750.
- Jiang, H., L. Wang, L. Li, et Z. Guo, 2014. Safety evaluation of an ancient masonry seawall structure with modified DDA method. *Computers and Geotechnics* 55: 277–289.
- Jing, L. et Ridd, P.V., 1996. Wave-current bottom shear stresses and sediment resuspension in Cleveland Bay, Australia, *Coastal Engineering* 29: 169-186.
- Jones, E., 2003. Person. Comm., 26 March.
- Kawanisi, K., et Yokosi, S., 1997. Characteristics of suspended sediment and turbulence in a tidal boundary layer. *Contin. Shelf Res.* 36(1): 69-75.
- Khezri, N. et Chanson, H., 2012. Inception of bed load motion beneath a bore. *Geomorphology* 153-154: 39-47.
- Kjerfve, B. et Ferreira, H., 1993. Tidal bores: first ever measurements. *Ciencia e Cultura. Journal of the Brazilian Association for the Advancement of Science* 45: 135-138.
- Koch, C. et Chanson, H., 2005. CH56/05: An experimental study of tidal bores and positive surges: hydrodynamics and turbulence of the bore front. *Departement of civil engineering. The University of Queensland.* 170pp.
- Koch, C. et Chanson, H., 2008. Turbulent Mixing beneath an Undular Bore Front. *Journal of Coastal Research* 24: 999-100.
- Koch, C. et Chanson, H., 2009. Turbulence measurements in positive surges and bores. *Journal of Hydraulic Research* 47: 29-40.
- Krumbain, W.C., 1934. Size frequency distribution of sediments. *Journal of sedimentary Petrology* 4: 65-77.
- Kumar, S., Gupta, R. et Banerjee, S., 1998. An experimental investigation of the characteristics of free surface turbulence in channel flow. *Physics of Fluids* 10(2): 437-456.
- L'Homer, A., Courbouleix, S., Chantraine, J. et Deroin, J.P., avec la collaboration de Bonnot-Courtois, C., Caline, B., Ehrhold, A., Lautridou, J.-P., Morzadec-Kerfourn, M.T., 1999. Carte géologique de France (1/50 000), feuille Baie du Mont-Saint-Michel, (208), Orléans, BRGM. Notice explicative. 183pp.
- Laguionie, P., 2006. Mesures in situ et modélisation du transport des sédiments en rivière. Application au bassin versant de la Vilaine. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, 331pp.
- Larsonneur, C., 1989. La baie du Mont-Saint-Michel. *Bulletin de l'Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine* 46: 1-75.
- Larsonneur C., 1994. The Bay of Mont-Saint-Michel: A sedimentation model in a temperate macro-tidal environment. *Senckenbergiana Maritima* 24: 3-63.

- Lautridou, J.-P., Auffret, J.-P., Baltzer, A., Clet, M., Lécolle, F., Lefebvre, D., Lericolais, G., Roblin-Jouve, A., Balescu, S., Carpentier, G., Descombes, J.-C., Occhietti, S. et Rousseau, D.-D., 1999. Le fleuve Seine, le fleuve Manche. Bulletin de la Société géologique de France 170(4): 545-558.
- L.C.H.F. (Laboratoire Central d'Hydraulique de France), 1977. Mesures en nature de la dynamique sédimentaire aux abords du Mont-Saint-Michel. Secrétariat d'état à la culture, ministère de l'équipement, ministère de la qualité de vie - 3 tomes - 118 pp.
- Le Coz, J., Pierrefeu, G., Sayset, G., Brochot, J.-F. et Marchand, P., 2008. Mesures hydrologiques par profileur Doppler. Editions Quae. 155 pp.
- Le Floch, J.F., 1961. Propagation de la marée dynamique dans l'estuaire de la Seine et de la Seine maritime. Thèse de doctorat, Université de Paris. 507 pp.
- Le Hir, P., Cann, P., Waeles, B., Bassoullet, P., 2005. Erodability of natural sediments: towards an erosion law for sand/mud mixtures from laboratory and field erosion tests. IntercoH 2005, Saga, Japan (soumis).
- Le Hir, P., Cann, P., Jestin, H. et Bassoullet, P., 2006. Instrumentation légère pour la mesure de l'érodabilité des sédiments vaseux ou sablo-vaseux. IX^{èmes} Journées Nationales Génie Civil – Génie Côtier, Brest, 539-546 pp.
- Le Hir, P., 2008. Aide mémoire de dynamique sédimentaire. Département dynamiques de l'environnement côtier (DYNECO). 74 pp.
- Le Roux, J., 2004. An integrated law of the wall for hydrodynamically transitional flow over plane beds. Sedimentary Geology 163: 311-321.
- Leroux, J., 2013. Chenaux tidaux et dynamique des presales en régime mega-tidal: approche multi-temporelle du siècle à l'évènement de mare. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1. 215pp.
- Lemoine, R., 1948. Sur les ondes positives de translation dans les canaux et sur le ressaut ondulé de faible amplitude (On the positive surges in channels and on the undular jumps of low wave height). La Houille Blanche 4(3/4): 183-185.
- Lesourd, A., 2000. Processus d'envasement d'un estuaire macrotidal : zoom temporel du siècle à l'heure; application à l'estuaire de la Seine. Thèse de doctorat, Université de Caen Basse Normandie. 280pp.
- Levillain J.P., 1979. Affouillement des appuis du pont de REGEREAU sur le VICOIN, Bulletin Liaison P et C 99.
- Levoy, F., Bonnot-Courtois, C., Monfort, O., Lafond, L.R. et Larssonneur, C., 1998. Variabilité spatio-temporelle des turbidités à proximité du Mont-Saint-Michel. Vème journée Génie Civil-Génie Côtier.
- L'Homer, A., Courbouleix, S., Chantraine, J., Deroin, J.-P., Bonnot-Courtois, C., Caline, B., Ehrhold, A., Lautridou, J., Morzadec-Kerfourn, M., 1999. Notice explicative ; Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Baie du Mont-Saint-Michel (208). Orléans : BRGM (Baie du Mont-Saint-Michel, carte géologique). 184pp.

- Lin J., Foucaut, J.M., Laval J.P., Perenne, N. et Stansilas, M., 2008. Assessment of different SPIV processing methods for application to near wall turbulence. *Applied Physics* 112: 191-221.
- Lin, P., Chang, K.A. et Liu, P.L.F., 1999. Run-up and rundown of solitary waves on sloping beaches. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering* 125(5): 247-255.
- Lindenberg, J., Van Rijn, L.C. et Winterwerp, J.C., 1989. Some experiments on wave induced liquefaction of soft cohesive soil, *Journal of Coastal Research, Special Issue No. 5, High Concentration Cohesive Sediment Transport*, edited by A.J. Mehta and E.J. Hayter, 127-137pp.
- Linstrom W., 1979. 1:250000 Geological Series. Sheet 2928 Drakensberg. Geological Survey, Pretoria.
- Lowe, D.R., 1975. Water-escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology* 22: 157-204.
- Lu, C., Qiu, J. et Wang, R. (2009). Weighted essential non-oscillatory schemes for tidal bore on unstructured meshes. *International Journal for Numerical Methods in Fluids* 59(6): 611–630.
- Lubin, P., Glockner, S. et Chanson H., 2010. Numerical simulation of a weak breaking tidal bore. *Mechanics Research Communications* 37: 119-121.
- Maa, J.P.Y., Shannon, T.W., Li, C. et Lee, C.H., 1992. In-situ measurements of the critical bed shear stress for erosion. *Proceedings of International Symposium on Environmental Hydraulics (Hong Kong)* 1: 627-632.
- Madsen, P., Simonsen, H. et Pan, C.H., 2005. Numerical simulation of tidal bores and hydraulic jumps. *Coastal Engineering* 52(5): 409–433.
- Maïssa, P, Rousseaux, G. et Stepanyants, Y., 2013. Influence of shear-flow vorticity on wave-current interaction. Part 1 : Surface gravity waves without surface tension effect.
- Malandain, J., 1988. La Seine au Temps du Mascaret. *Le Chasse-Marée* 34: 30-45.
- Marche, C., Beauchemin, P. et Kayloubi, A.E., 1995. Étude numérique et expérimentale des ondes secondaires de Favre consécutives à la rupture d'un barrage. *Canadian Journal of Civil Engineering* 22(4): 793–801.
- Martin, F., Konrad, J.M., Locat, J., Locat, P., Urgeles, R. et Lee, H., 2001. Caractéristiques géotechniques et analyse du potentiel de liquéfaction des sédiments récents et post-glaciaires du fjord du Saguenay, Quebec (Canada). *Odyssée de la Terre*.
- Martinius, A. et Gowland, S., 2011. Tide-influenced fluvial bedforms and tidal bore deposits (Late Jurassic Lourinha Formation, Lusitanian Basin, Western Portugal). *Sedimentology* 58: 285-32.
- Maxey, M.R., 1987. The gravitational settling of aerosol particles in homogeneous turbulence and random flow field. *Journal of Fluid Mechanics* 174: 441-465.
- Mazumder, N.C. et Bose, S., 1995. Formation and propagation of tidal bore. *Journal of Waterway, port, coastal, and ocean engineering* 121(3): 167- 175.
- McLelland, S.J. et Nicholas, A.P., 2000. A new method for evaluating errors in high-frequency ADV measurements. *Hydrological Processes*, 14: 351-366.
- McNown, J. S. et Lin, P. N., 1952. Sediment concentration and fall velocity. *Proc. 2nd. Midwest. Conference of Fluid Mechanics, Ohio State University*, 401-411.

- Melville, B.W., 1984. Live-bed scour at bridge sites, *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE. 110(9): 1234-1247.
- Merriam, D.F., et Förster, A., 2002, Stratigraphic and sedimentological evidence for late Paleozoic earthquakes and recurrent structural movement in the U.S. midcontinent, in Ettensohn, F.R., et al., eds., *Ancient seismites: Geological Society of America Special Paper* 359: 99–108.
- Meuret, A., Drevard, D., Piazzola, J. et Rey, V., 2003. Caractérisation technique du velocimetre doppler vector et applications a la mesure de la houle. 9^{ème} Journées de l'Hydrodynamique.
- Michelet S., 1998. Turbulence et dissipation au sein d'un réacteur agité par une turbine Rushton, Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Lorraine, 195pp.
- Migniot, C., 1997. Synthèse générale des connaissances sur les problèmes hydro-sédimentaires. 159pp.
- Migniot, C., 1977. Action des courants, de la houle et du vent sur les sédiments. *La Houille Blanche* 1: 9-47.
- Montes, J. et Chanson, H., 1998. Characteristics of undular hydraulic jumps : experiments and analysis. *Journal of Hydraulic Engineering* 124: 192-205.
- Montes, J., 1979. Undular Hydraulic Jump - Discussion. *Journal of the Hydraulics Division* 105(HY9), 1208-1211.
- Montes, J., 1986. A study of the undular jump profile. *Proceeding 9th Australasian Fluid Mechanics Conference AFMC*: 148-151.
- Moretti, M., Alfaro, P., Caselles, O. et Canas, J.A., 1999, Modelling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics* 304: 369–383.
- Mory M., Michallet H., Bonjean D., Piedra-Cueva I., Barnoud J.M., Foray P., Abadie S. and Breul P., 2007. A field study of momentary liquefaction caused by waves around a coastal structure. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 133(1): 28-38.
- Morzadec-Kerfourn, M. T., 1974. Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de depots organiques littoraux. *Memoires Société Géologique et minéralogique de Bretagne*, 17: Thèse de doctorat, Université de Rennes. 280pp.
- Mouazé, D., Chanson, H., and Simon, B. 2010. CH81/10: Field Measurements in the Tidal Bore of the Sélune River in the Bay of Mont Saint Michel (September 2010). The University of Queensland, Brisbane, Australia, 72pp.
- Mouazé, D., Furgerot, L., Brun-Cottan, J.C., 2011. Erodabilité de la 'tangue' en baie du Mont-Saint-Michel. Rapport interne.
- Mouazé, D., 2001. Etude expérimentale de la couche limite générée par la houle autour du cylindre. Thèse de doctorat, Université de Caen Basse-Normandie, 193pp.
- Murakoshi, N. et Masuda, F., 1991. A depositional model for a flood tidal delta and washover sands in the late Pleistocene Paleo-Tokio Bay, Japan. In: Reinson, G.E., Zaitlin, B.A., Rahmani, R.A. (Eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*. Canadian Society Petroleum Geologists, Mémoire 16: 219-226.

- Murray, S.P., 1970. Settling velocity and vertical diffusion of particules in turbulent water. *Journal Geophysical Research* 75(9): 1647-1654.
- Murzyn, F., 2002. Etude expérimentale de l'Influence d'une onde sur les échelles de turbulence. Application à la Houle. Thèse de doctorat, Université de Caen Basse-Normandie, 201pp.
- Musset, R., 1955. Le mascaret sur la Seine. *Supplément aux annales de Normandie* vol. 5: 22-25.
- Nasreddine, K., 2004. Effet de la rotation des contraintes sur le comportement des sols argileux. Thèse de Doctorat, L'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, France.
- Nezu, I. et Nakagawa, H., 1993, *Turbulence in Open-channel Flows*, A. A. Balkema Publishers, Brookfield, Vt.
- Nikuradse, J., 1933. *Strömungsgesetze in rauhen rohren*. vdi-forschungsheft 361 (english translation : *Laws of flow in rough pipes*). Technical report, NACA Technical Memorandum 1292 - National Advisory Committee for Aeronautics (1950).
- Obermeier, S.F., Pond, E.C., Olson, S.M. et Green, R.A., 2002. Paleoliquefaction studies in continental settings. In: Eddensohn, F.R., Rast, N., Brett, C.E. (Eds.), *Ancient Seismites*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 359: 13–27.
- Olivier, D., 1961. The sedimentation of suspensions of closely-sized spherical particles. *Chemical Eng. Science* 15: 280-242.
- Oseen, C., 1927. *Neuere methoden und ergebnisse in der hydrodynamik*. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.
- Palmer, H.D., 1976. Sedimentation and ocean engineering structures, in Stanley, D.J., and Swift, D.J.P., eds., *Marine sediment transport and environmental management*: New York, Wiley, 519–534 pp.
- Paramore, L.M. et R.A. Rulifson, 2001. Dorsal coloration as an indicator of different life history patterns for striped bass within a single watershed of Atlantic Canada. *Transactions of the American Fisheries Society* 130(4): 663-674.
- Parchure T.M. et Mehta 1985 Erosion of soft cohesive sediments deposits. *Journal of Hydraulic Engineering*, 111(10): 1308-1326.
- Parisot, J-P., Bonneton, P., Bonneton, N., Van de Loock, J., Castelle, B., Marieu, V., Sottolichio, A., Detandt, G., Oggian, G., Derriennic, H., Bujan, S., Tissier, M., Castaing, P., Lubin, P., Chanson, H., Pradalier, F., et Marcel, R., 2010. Etude préliminaire des mascarets d'Aquitaine. *Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil*, Les Sables d'Olonne, 945-954pp.
- Partheniades, E., 1965. Erosion and deposition of cohesive soils. *Journal of Hydraulics Division, ASCE*, 91: 105-139.
- Pedersen, O., Borum, J., Duarte, C.M. et Fortes, M.D., 1998. Oxygen dynamics in the rhizosphere of *Cymodocea rotundata*. *Marine Ecology Progress Series* 169: 283–288.
- Peregrine, D. H., 1966. Calculations of the development of an undular bore. *Journal of Fluid Mechanics* 25(02): 321–330.

- Perigaud, C., 1983. Mécanique de l'érosion des vases. *La Houille Blanche* 7/8: 501-512.
- Perillo, G.M.E., 1995. Definitions and geomorphological classifications of estuaries. *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries* (Ed. G.M.E. Perillo), pp. 17-47. *Developments in Sedimentology* 53 Elsevier, Amsterdam.
- Peronne, S., 2010. Modélisation expérimentale et analyse spatio-temporelle de l'hydrodynamique de la zone de déferlement à la zone de swash. Thèse de doctorat, Université de Caen Basse-Normandie. 368pp.
- Pirazzoli, P.A., 1991. World atlas of Holocene sea-level change. Elsevier Oceanography Series 58, 300pp.
- Pope, M.C., Read, J.F., Bambach, R., and Hoffman, H.J., 1997, Late Middle to Late Ordovician seismites of Kentucky, southwest Ohio, Virginia—Sedimentary recorders of earthquakes in the Appalachian basin: *Geological Society of America Bulletin* 109: 489–503.
- Pouv, K.S., 2011. Vers un lien entre propriétés mécaniques de sédiments cohésifs et leur érodabilité - Etude macroscopique et locale du comportement en rhéométrie et en érosion de matériaux modèles. Thèse de doctorat, Université de Caen Basse-Normandie. 225 pp.
- Pritchard, D. W., Observations of circulation in coastal plain estuaries, in *Estuaries*, , edited by G. H. Lauf, pp. 37-44. American Association for the Advancement Science, 1967.
- SAGE Sélune (2007). Rapport environnemental, 18 pp.
- Svendsen, I., Madsen, P., Hansen, J., 1978. Wave characteristics in the surf zone. *Proc. 16 ICCE*, Hamburg
- Svendsen, I., 1987. Analysis of surf zone turbulence. *Journal of Geophysical Research* 92: 5115-5124
- Rashidi M., Hetsroni G. et Banerjee S., 1992. Wave-turbulence interaction in free-surface channel flows, *Physics of fluids*, 4(12): 2727-2738.
- Rashidi G. et Banerjee S., 1988. Turbulence structure in free-surface channel flows, *Physics of Fluids*, 31(9): 2491-2503.
- Raudkivi, A.J., 1986. Functional trends of scour at bridge piers, *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE 112(1): 1-13.
- Rayleigh, L., 1908. Note on tidal bores. *Proceeding Royal Society, London, Series A* 81(541): 448– 449.
- Reineck, H.E. et Wunderlich, F., 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology* 11: 99-104.
- Reungoat, D., Chanson, H. et Lubin, P., 2012. CH89/12: Field measurements in the tidal bore of the Garonne River at Arcins (June 2012). The University of Queensland: Division of civil engineering. 121pp.
- Rivière, A., 1953. Méthode d'interprétation de la granulométrie des sédiments meubles. *Revue de l'Institut français du Pétrole*, numéro spécial : 102-107.

- Robert, S., Blanc, G., Schäfer, J., Lavaux, G. et Abril, G., 2004. Metal mobilization in the Gironde estuary (France): the role of the soft mud layer in the maximum turbidity zone. *Marine Chemistry* 87: 1-13.
- Roux P., 1998. Rapport sur les niveaux de la mer aux abords du Mont-Saint-Michel - Données de 1884 à 1998. Rapport Mission Mont-Saint-Michel.
- Rubey, W., 1933. Settling velocities of gravel, sand and silt particles. *American Journal Science* 25: 325-338.
- Rulifson, R.A. et Tull, K.A., 1999. Striped bass spawning in a tidal bore river: The Shubenacadie Estuary, Atlantic Canada. *Transactions of the American Fisheries Society* 128(4): 613–624.
- Sawaragi, T., 1995. Coastal engineering: Waves, beaches, wave-structure interactions, *Developments in Geotechnical Engineering, Series, No. 78*. Elsevier, Amsterdam NL.
- Shields, A.F., 1936. Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement, vol 26. *Mitteilungen der Preussischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau*, Berlin, Germany, 5–24pp.
- Silva Jacinto, R., 2004. Liquéfaction, affaiblissement et rupture d'un lit de vase sous l'action de la houle. VIIIèmes journées Nationales Génie-Civil – Génie Côtier, Compiègne, 7-9 septembre: 231-240.
- Simon, B., Lubin, P., Glockner, S., et Chanson, H., 2011. Three-Dimensional Numerical Simulation of the Hydrodynamics generated by a Weak Breaking Tidal Bore. *Proceedings of 34th IAHR World Congress, Brisbane, Australia, 26 June-1 July*, Engineers Australia Publication.
- Simon, B. et Chanson, H., 2013. CH90/12: Turbulence measurements in tidal bore like positive surges over a rough bed. *The university of Queensland: Division of civil engineering*. 176 pp.
- Simon, B., 2013. Effects of tidal bores on turbulent mixing: a numerical and physical study in positive surges. *Thèse de l'Université du Queensland, Australie*. 221pp.
- Simpson, J., Fisher, N. et Wiles, P., 2004. Reynolds stress and TKE production in an estuary with a tidal bore. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 60(4): 619-627.
- Soares Frazao, S. and Zech, Y., 2002. Dam-break in channels with 90° bend. *Journal of Hydraulic Engineering, American Society of Civil Engineers* 128(11): 956-968.
- Sottolichio, A., Hurther, D., Laguionie, P. et Poullain, C., 2010. Concentration en matières en suspension dans la crème de vase estuarienne par mesures optiques et acoustiques. XI^{èmes} Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil.
- Sottolichio, A. et Castaing, P., 1999. A synthesis on seasonal dynamics of highly-concentrated structures in the Gironde estuary. *Comptes rendus de l'académie des sciences* 329(11): 795-800.
- Stoker, J., 1957. *Water waves: The mathematical theory with applications*. Interscience Publisher.
- Su, M., Xu, X., Zhu, J. et Hon, Y., 2001. Numerical simulation of tidal bore in Hangzhou Gulf and Qiantangjiang. *International Journal for Numerical Methods in Fluids* 36: 205-247.

- Sumer, B.M., Fredsoe, J., Christensen, S. et Lind, M.T., 1999. Sinking/floatation of pipelines and other objects in liquefied soil under waves. *Coastal Engineering* 38: 53-90.
- Sumer, B.M. et Fredsoe, J., 2002. The mechanics of scour in the marine environment. *Advanced series on Ocean Engineering*, World Scientific, vol. 17. 536 pp.
- Terzaghi, K., 1943. *Theoretical soil mechanics*, J. Wiley & Sons, New York (USA).
- Tessier, B., Monfort, Y., Gigot, P. and Larsonneur, C., 1989. Enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale. Adaptation d'un outils de traitement mathématique. Exemple en baie du Mont-Saint-Michel et dans la molasse marine miocène du bassin de Digne. *Bulletin de la société géologique de France* 8(5): 1029-1041.
- Tessier, C., 2006. Caractérisation et dynamique des turbidités en zone côtière: l'exemple de la région marine Bretagne Sud. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 1.
- Tessier, B., 1990. Enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale dans un milieu actuel (La baie du Mont Saint Michel) et dans une formation ancienne (La molasse marine miocène du bassin de Digne). Thèse de doctorat, Université de Caen Basse-Normandie.
- Tessier, B., 1993. Upper intertidal rhythmites in the Mont-Saint-Michel Bay (NW France): Perspectives for paleoreconstruction. *Marine Geology* 110: 355-367.
- Tessier, B., Billeaud, I et Lesueur, P., 2006. The bay of Mont-Saint-Michel northern littoral : an illustrative case of sedimentary body evolution and stratigraphic organization in a transgressive/highstand context. *Bulletin de la société géologique de France* 2: 71-78
- Tessier, B., Billeaud, I. et Lesueur, P., 2010. Stratigraphic organisation of a composite macrotidal wedge: the Holocene sedimentary infilling of Mont-Saint-Michel Bay (NW France). *Bulletin de la société géologique de France* 181(2): 99-113
- Tessier, B. et Terwindt, J., 1994. An Example of Soft-Sediment Deformations in an Intertidal Environment - The Effect of a Tidal Bore. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences Série II*, 217-233.
- Thorn, M.F.C., 1981. Physical processes of siltation in tidal channels. *Proceedings of Hydraulic Modelling Applied to Maritime Engineering Problems*, ICS, London, 47-75 pp.
- Thual, O., 2010. *Hydrodynamique de l'environnement*. Les éditions de l'école polytechnique. 322pp.
- Ting, F.C.K. et Kirby, J.T., 1996. Dynamics of surf-zone turbulence in a spilling breaker. *Coastal Engineering* 27: 131-160.
- Tisserand, A., 2004. Etalonnage d'un système de mesures de la turbidité, application d'OBS en milieu estuarien. Département de géologie et Océanographie (DGO) - Université de Bordeaux 1.
- Trask, P., 1930. Mechanical analysis of sediments by centrifuge. *Economic Geology* 25: 581 – 599.
- Treske, A., 1994. Undular bores (Favre-waves) in open channels - Experimental studies. *Journal Hydraulic Research* 32: 355-370.
- Tricart, J., 1965. *Principes et méthodes de la géomorphologie*. Masson, Paris, 496 pp.

- Uncles, R., Stephens, J. et Law, D., 2006. Turbidity maximum in the macrotidal, highly turbid Humber Estuary, UK: Flocs, fluid mud, stationary suspensions and tidal bores. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 67: 30-52.
- Van Rijn, L.C., 1985. Two-dimensional vertical mathematical model for suspended sediment transport by currents and waves. Research report S488-IV, Delft Hydraulics Laboratory, Delft, The Netherlands.
- Van Rijn L.C., 1989. Handbook of sediment transport by currents and waves. Delft Hydraulics Laboratory, Report H 461, Delft, The Netherlands.
- Van Rijn, L., 1993. Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. Aqua Publications.
- Van Rijn, L.C., 2007. Unified view of sediment transport by currents and waves, II: Suspended transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133(6): 668-389.
- Viel, F., 2011. Caractérisation de la mesure optique OBS et de la mesure acoustique ADV. Rapport de Stage IUT Mesures physique. 40 pp.
- Villaret, C., 2003. Modélisation du transport sédimentaire en granulométrie étendue: étude bibliographique. EDF - Département Laboratoire National d'Hydraulique et Environnement - Groupe ouvrages d'eau et environnement.
- Voulgaris, G. et Trowbridge, J.H., 1998. Evaluation of the acoustic Doppler velocimeter (ADV) for turbulence measurements. *Journal Atmospheric Oceanic Technology* 15(1): 272-289.
- Wadell, H., 1934. Shape determination of large sedimental rock fragments. *The Pan-American Geologist* 61: 187-220.
- Wang, C., K. Ji, B. Yang, S. Wang, L. Wu, et A. Li, 2009. Physically based simulation of tidal bore. *IEEE*: 100-104.
- Weber, N., Chaumillon, E., Tesson, M. et Garlan., T., 2004. Architecture and morphology of the outer segment of a mixed tide and wave-dominated-incised valley, revealed by HR seismic reflection profiling: the paleo-Charente River, France. *Marine Geology* 207: 17-38.
- Weber, N., 2004. Morphologie, architecture des dépôts, évolution séculaire et millénaire du littoral charentais. Apports de la sismique réflexion combinée à des suivis bathymétriques et validée par des vibrocarottages. Thèse de Doctorat, Université de La Rochelle & SHOM.
- Wei T. et Willmarth W.W., 1991. Examination of v-velocity fluctuations in a turbulent channel flow in the context of sediment transport. *Journal of fluid Mechanics*, 223: 241-252.
- Weill, P., Mouazé, D., Tessier, B. et Brun-Cottan, J.C., 2010. Hydrodynamic behaviour of coarse bioclastic sand from shelly cheniers. *Earth Surface Processes and Landforms* 35(14): 1642-1654.
- Weill, P., 2010. Formation et évolution de cheniers en contexte macrotidal. Approches expérimentales et in-situ. Thèse de doctorat, Université de Caen Basse-Normandie.
- Wells, J.T., 1995. Tide-dominated estuaries and tidal rivers. In *Geomorphology and sedimentology of estuaries*. Developments in sedimentology 53:179-205. G.M.E. Perillo (ed.) 471 pp.

- Wentworth, C.K., 1924. Note on a cobble of peculiar shape: *Journal of Geology* 32: 524–528.
- Winterwerp, J.C. et Van Kesteren, W.G.M., 2004. Introduction to the physics of cohesive sediment in the marine environment. *Developments. Sedimentology* 56, van Loon, T. (Ed.), Amsterdam: Elsevier, 466 pp.
- Winterwerp, J.C., 1999. On the dynamics of high-concentrated mud suspensions. Thèse de doctorat, Université technologique de Delft (Netherlands).
- Witts, C., 1999. The Mighty Severn Bore. River Severn Publications, Gloucester, UK. 84 pp.
- Wolanski, E., Moore, K., Spagnol, S., D'Adamo, N. et Pattiaratchi, C., 2001. Rapid, human-induced siltation of the macro-tidal Ord River Estuary, Western Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 53: 717-732.
- Wolanski, E., Williams, D., Spagnol, S. et Chanson, H., 2004. Undular tidal bore dynamics in the Daly Estuary, Northern Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 60: 629-636.
- Yamamoto, T., Nagai, T. et Figueroa, J.L., 1986. Experiments on wave-soil interaction and wave-driven soil transport in clay beds, *Continental Shelf Research* 5: 521-540.
- Yeh, H. et Mok, K.M., 1990. On turbulence in bores, *Physics of Fluids*, A2, 821-828.
- Youd, T.L., 1973. Liquefaction, flow, and associated ground failure. U.S. Geological Survey Circular 688, 12 pp.
- Zedel, L., Hay, A.E., Cabrera, R. et Lohrmann, A., 1996. Performance of a single-beam pulse-to-pulse coherent Doppler profiler. *IEEE Journal of Oceanic Engineering* 21: 290–297.
- Zheng, D., 1982, Reclaiming against the Qiantang bore: Publication of the Provincial Institute of Estuarine and Coastal Engineering Research, Hangzhou, China, 13 pp.
- Zeitoun, M., 2011. Etude des potentialités d'un ADV en réseau d'assainissement. Rapport de stage de Master, Université de Nantes.
- Zhu, X., Zhang, C., Wu, Q., Kaneko, A., Fan, X. et Li, B., 2012. Measuring discharge in a river with tidal bores by use of the coastal acoustic tomography system. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 104-105: 54-65.

LIVRET DES ANNEXES

1. ANNEXE 1 : CONFIGURATION DES ADV ET PRESENTATION DES DIFFERENTS FILTRES UTILISES SUR LES DONNEES D'ETALONNAGE	322
1.1. Configuration des ADV	322
1.2. Orientation des ADV.....	323
1.3. Filtres utilisés.....	324
1.4. Résultats de la concentration en MES à partir de l'ADV Vector	325
2. ANNEXE 2 : RESULTATS DE L'H-ADCP	326
3. ANNEXE 3 : ANALYSE DE LA SURFACE LIBRE	327
4. ANNEXE 4 : SUPPLEMENT SUR LE PRINCIPE DE MESURE DE LA LDV (LASER DOPPLER VELOCIMETER)	330
5. ANNEXE 5 : CALIBRATION DE L'OBS ET APPLICATION AUX MESURES <i>IN SITU</i>	332
5.1. Paramètres influents sur la mesure	332
5.2. Quelques résultats de la concentration en MES mesurée par un OBS lors du passage d'un mascaret.....	332
6. ANNEXE 6 : PRINCIPE DE GRANULOMETRIE PAR LASER	334
6.1. Principe de la méthode	334
6.2. Paramètres statistiques.....	335
6.3. Résultats granulométriques	337
7. ANNEXE 7 : ANALYSES GRANULOMETRIQUES PAR TAMIS ET LOUPE BINOCULAIRE	341
8. ANNEXE 8 : CAROTTES	343
9. ANNEXE 9 : ARTICLE DU CONGRES COASTAL DYNAMICS 2013	346
10. ANNEXE 10 : ARTICLE ACCEPTE DANS IAS SPECIAL PUBLICATION	ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.

1. Annexe 1 : Configuration des ADV et présentation des différents filtres utilisés sur les données d'étalonnage

1.1. Configuration des ADV

Afin d'optimiser l'utilisation des ADV, une réflexion doit être portée sur la configuration de l'enregistrement selon leur utilisation :

- *La durée d'enregistrement*

Le Vector est programmé pour réaliser des mesures en continue sur 24 heures. Cela permet de réaliser des enregistrements sur deux mascarets et un cycle de marée complet. Le Vector est un appareil autonome (batterie interne). Pour 24 heures d'utilisation à 64 Hz, le Vector consomme 50 % de la batterie, et 84 % de la mémoire interne sont utilisés. A l'inverse, le Vectrino n'étant pas autonome, il est relié à un ordinateur pour sa mise en route, l'enregistrement et l'arrêt des mesures. Dans notre cas, l'enregistrement est stoppé lorsque le signal devient complètement saturé (quelques minutes après le passage du mascaret) ;

- *La fréquence d'échantillonnage*

Ce paramètre peut jouer sur la qualité des mesures. Pour le Vector, lorsque la fréquence est inférieure à 32 Hz, elle n'influe pas sur la qualité des mesures. Lorsque la fréquence d'acquisition est supérieure à ce seuil, l'écart type sur la mesure augmente. Dans cette étude, l'ADV Vector réalise des mesures à une fréquence de 64 Hz car la fréquence d'échantillonnage est choisie au vue de la période caractéristique du phénomène étudié. La fréquence d'acquisition du Vectrino est de 200 Hz afin d'améliorer au maximum les mesures de turbulence ;

- *La taille du volume de mesure*

La taille du volume de mesure est relative à la longueur de transmission et à l'épaisseur de la fenêtre de réception. Selon Meuret *et al.* (2003), on observe une diminution de l'écart type en fonction du volume d'échantillonnage. Plus le gradient de vitesse est fort, plus le volume d'échantillonnage choisi doit être petit. Le gradient de vitesse observé dans le phénomène mascaret étant élevé, le volume choisi est de 6.6 mm pour le Vector et de 6 mm pour le Vectrino. Théoriquement, la taille du volume de mesure est indépendante de la longueur de transmission et est fixée par le temps passé à « écouter ». En réalité, le volume de mesure est optimisé pour une longueur d'onde donnée de transmis-

sion. Quand la longueur de transmission est faible, le résultat est meilleur car il existe une bande passante plus large du signal et le SNR baisse car il y a moins d'énergie dans le signal de retour ;

- La puissance d'émission

Le niveau de puissance d'émission est lié à la concentration des sédiments en suspension (Chanson *et al.*, 2008). Le niveau de puissance du Vector choisi pour les premières missions était de haute puissance. Ce paramètre a été changé au cours des missions de mars et avril 2011. La différence entre la basse et la haute puissance est de 8 dB (Nortek, 2000). Il s'avère d'après des essais réalisés en laboratoire, que l'influence de ce paramètre est négligeable ;

- Le domaine de vitesse (NVR Nominal Velocity Range)

D'après Meuret *et al.* (2003), ce paramètre semble être le premier à faire varier les résultats. Il est choisi par l'utilisateur entre 0.01 et 7 m/s. Le NVR doit toujours être supérieur aux vitesses réelles de l'écoulement (Manuel du Vector Nortek, 2000). Dans ce cas nous choisissons un NVR de 2 m/s pour les deux ADV ;

- La célérité de l'onde

Elle est calculée à partir de la température et de la salinité, son unité est le m.s^{-1} . Elle est utilisée pour convertir le décalage Doppler en vitesse. Ici nous fixons une vitesse de 1430 m.s^{-1} qui correspond à la célérité du son dans de l'eau douce, car nous mesurons une salinité nulle à l'arrivée du mascaret jusqu'à 10 à 20 minutes après.

1.2. Orientation des ADV

Selon le positionnement de l'ADV, les trois composantes de vitesse diffèrent quand on les reporte dans le repère de l'écoulement (Zeitoun, 2011). Pour éviter les confusions, nous présentons la Fig.A. 1.

Les ADV ont été installés à l'horizontale, perpendiculairement au courant, cette position est appelée la position « Side » (Fig.A 1A et Fig.A 1C). Les têtes des ADV sont placées de telle façon que la composante U pointe vers l'aval. Lors de l'étalonnage en laboratoire (paragraphe suivant 2.1.2), l'ADV Vector est en position « Down » (Fig.A 1B) et le Vectrino en position « Side » (Fig.A 1C). Les quelques mesures en canal sont réalisées avec le Vectrino en position « Side ».

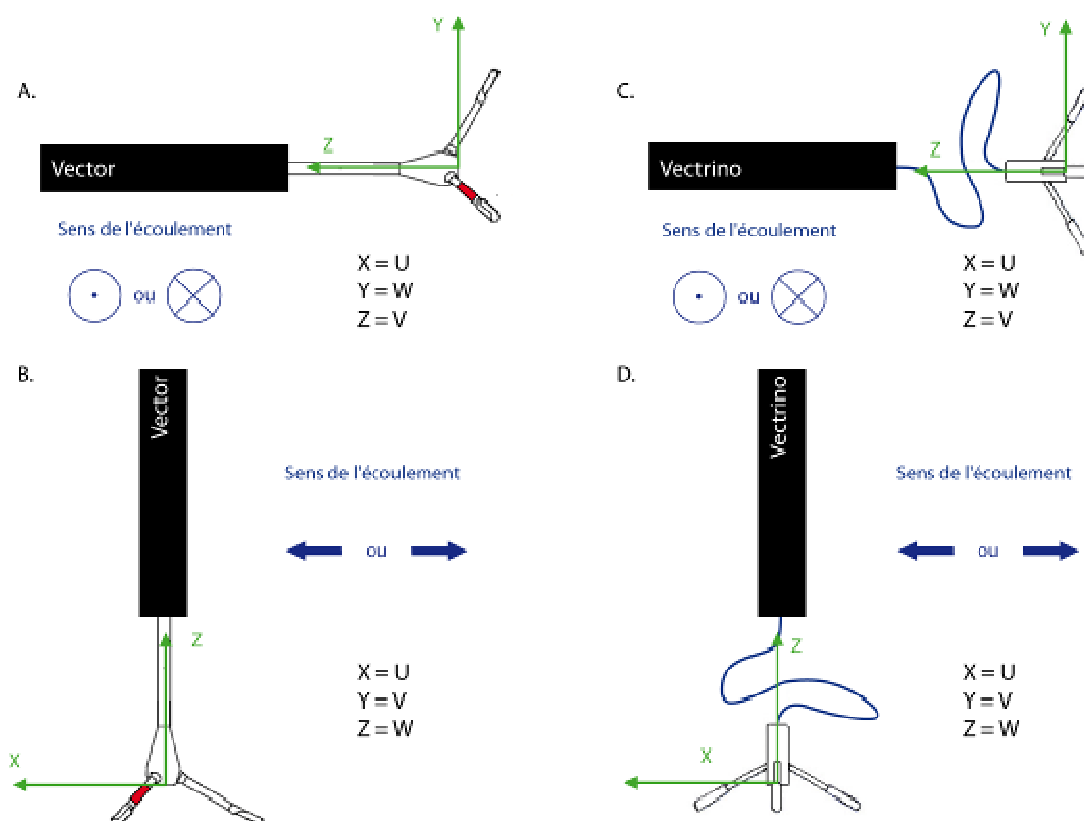


Fig.A 1 : Positions des ADV selon le sens de l'écoulement ; A. ADV Vector en position « Side » ; B. ADV Vector en position « Down » ; C. Vectrino en position « Side » ; D. Vectrino en position « Down »

1.3. Filtres utilisés

Dans le cadre de l'ANR, des outils de filtrages ont été développés par l'institut PPRIME (Poitiers) dans le cadre du stage de Master 2 de Clément Caplier. Les filtres ont été codés dans le programme SLIP (Simple Library for Image Processing – informations disponibles sur <http://www.sic.sp2mi.univ-poitiers.fr/slip/>). Certains des filtres ont également été codés au laboratoire de Caen afin de comparer les deux outils de filtrage.

Deux filtres principaux ont été appliqués aux signaux bruts de l'ADV Vector : le filtre accélération et le filtre de corrélation de la vitesse.

○ Filtre accélération

Le filtre d'accélération est basé sur le principe que l'accélération (ou la décélération d'une particule dans le fluide doit être proportionnelle à la gravité g et du même ordre de grandeur. Les points de mesure pour lesquels l'accélération (ou la décélération) sera supérieure à la valeur maximale fixée seront considérés comme des *spikes*. Le paramètre limitant a été fixé ici à 1.5 fois la gravité. Cette valeur est commune dans certaines publications, notamment dans Goring et Nikora (2002). Dans l'étude de calibration des ADV, les points supprimés sont remplacés par interpolation à l'aide d'un

polynôme d'ordre 3. Ce remplacement est possible dans un écoulement permanent. Dans le cas des données de terrain, les points supprimés sont remplacés par le point précédent comme conseillé par Nikora et Goring (2002).

- Filtre de corrélation de la vitesse (Céa *et al.*, 2007)

Ce filtre est basé sur le fait que la dérivation d'un signal amplifie les composantes à haute fréquence (c'est-à-dire les *spikes*). On trace chaque composante en fonction des autres composantes. On obtient alors un nuage de point, défini par des ellipses. Si un point de mesure est hors de cette ellipse, il est considéré comme un *spike* et est donc supprimé. Aucun remplacement de *spike* n'est effectué.

1.4. Résultats de la concentration en MES à partir de l'ADV Vector

Voici quelques exemples d'inversion à partir de l'étalonnage en laboratoire du signal de l'amplitude acoustique. Des ordres de grandeurs de 40 g/L, 10 minutes après le passage du mascaret sont calculés correspondant à des mesures par prélèvements (à 10 g/L près). Cette étude est encore en cours et le travail de filtrage et d'étalonnage est encore à améliorer.

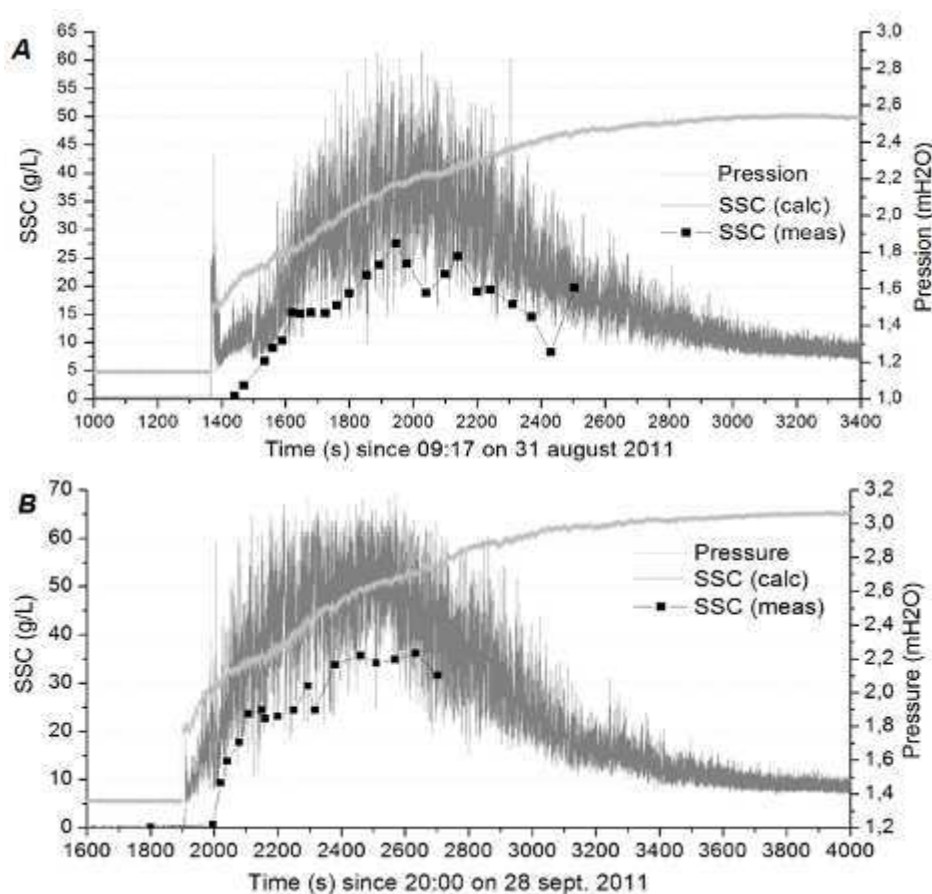


Fig.A 2 : Résultats préliminaires de l'inversion acoustique à partir des signaux d'amplitude du 31 aout 2011 (A) et du 28 septembre 2011 (B)

2. Annexe 2 : Résultats de l'H-ADCP

Le H-ADCP était placé au centre du chenal et les émissions acoustiques étaient orientées vers l'aval (regardant le mascaret arrivé). Nous constatons l'inversion de vitesse longitudinale au passage du mascaret.

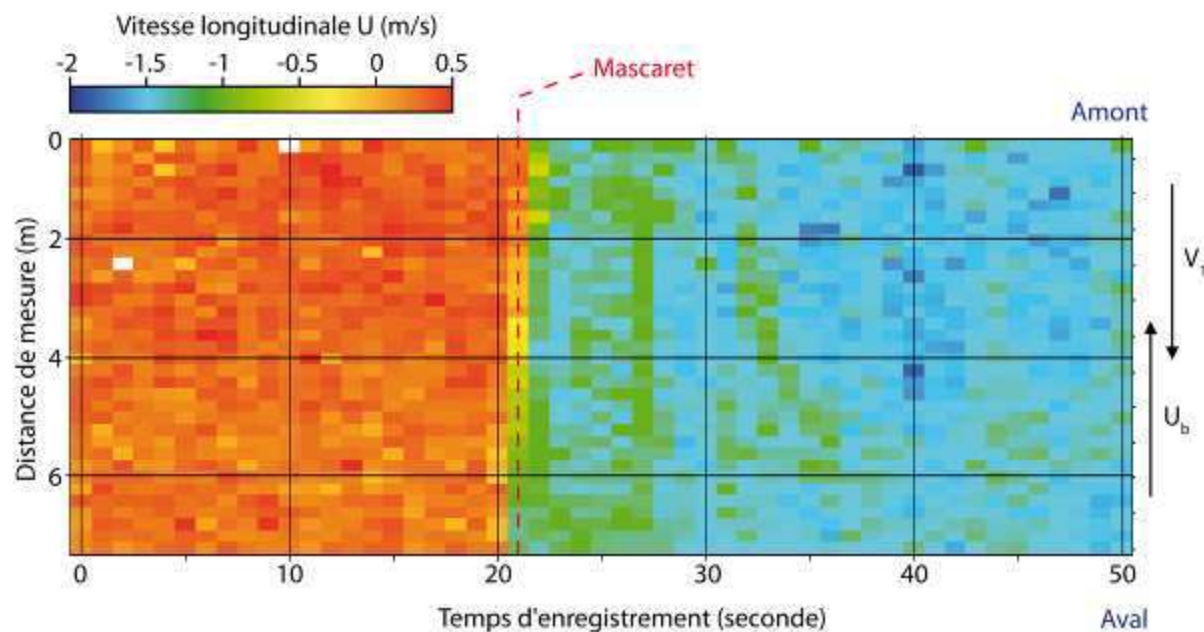


Fig.A 3 : Diagramme spatio-temporel de l'évolution de la vitesse longitudinale U au passage du mascaret du 10 mars 2012

3. Annexe 3 : Analyse de la surface libre

Dans cette annexe, nous comparons les différents paramètres physiques pouvant intervenir sur la forme du mascaret.

- Hauteur du *bore* (d_b) en fonction du nombre de Froude et du marnage local.

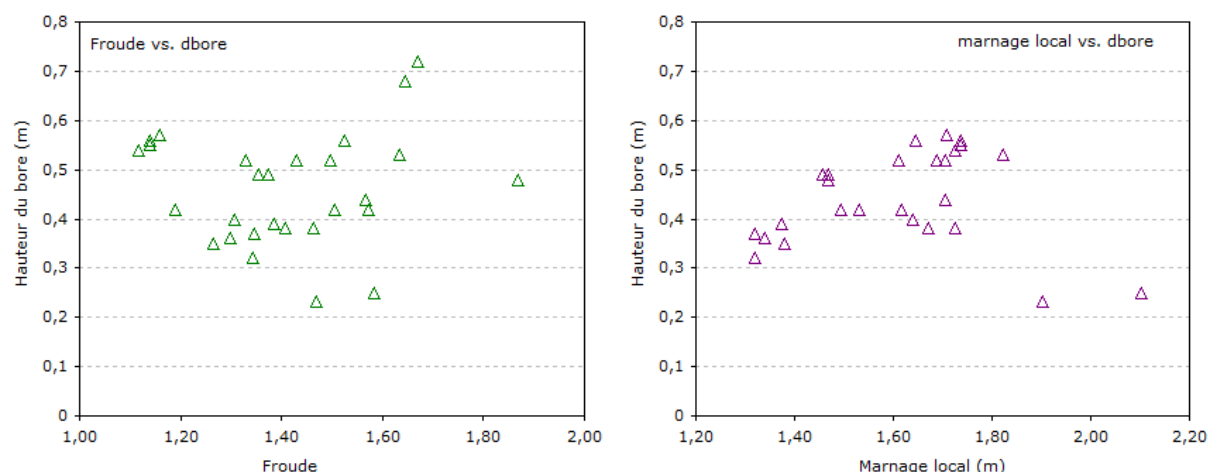


Fig.A 4 : Hauteur du bore en fonction du nombre de Froude (Fr_1) et du marnage local

En théorie, la hauteur du *bore* devrait augmenter avec le nombre de Froude, jusqu'à un Froude critique où on observe le déferlement du front et ainsi une diminution de la hauteur du *bore*.

- Vitesse du *bore* (U_b) en fonction du nombre de Froude et du marnage local

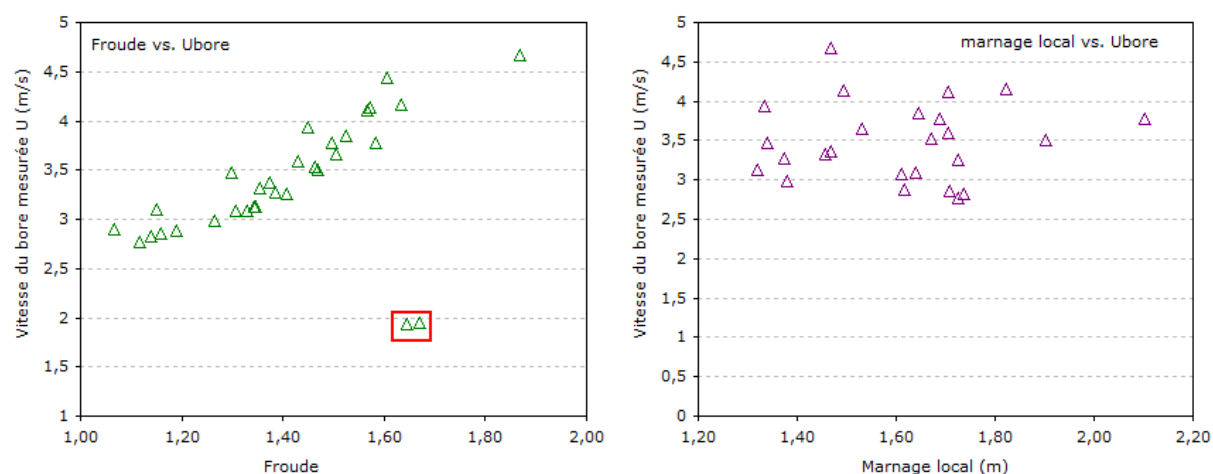


Fig.A 5 : Vitesse du bore en fonction du nombre de Froude (Fr_1) et du marnage local

La vitesse du *bore* étant utilisé dans le calcul du nombre de Froude, une relation très forte entre ces deux paramètres est mesurée. Ce qui confirme l'importance de la mesure de la vitesse du front pour calculer un Froude fiable.

○ Caractéristiques des éteules en fonction du marnage global

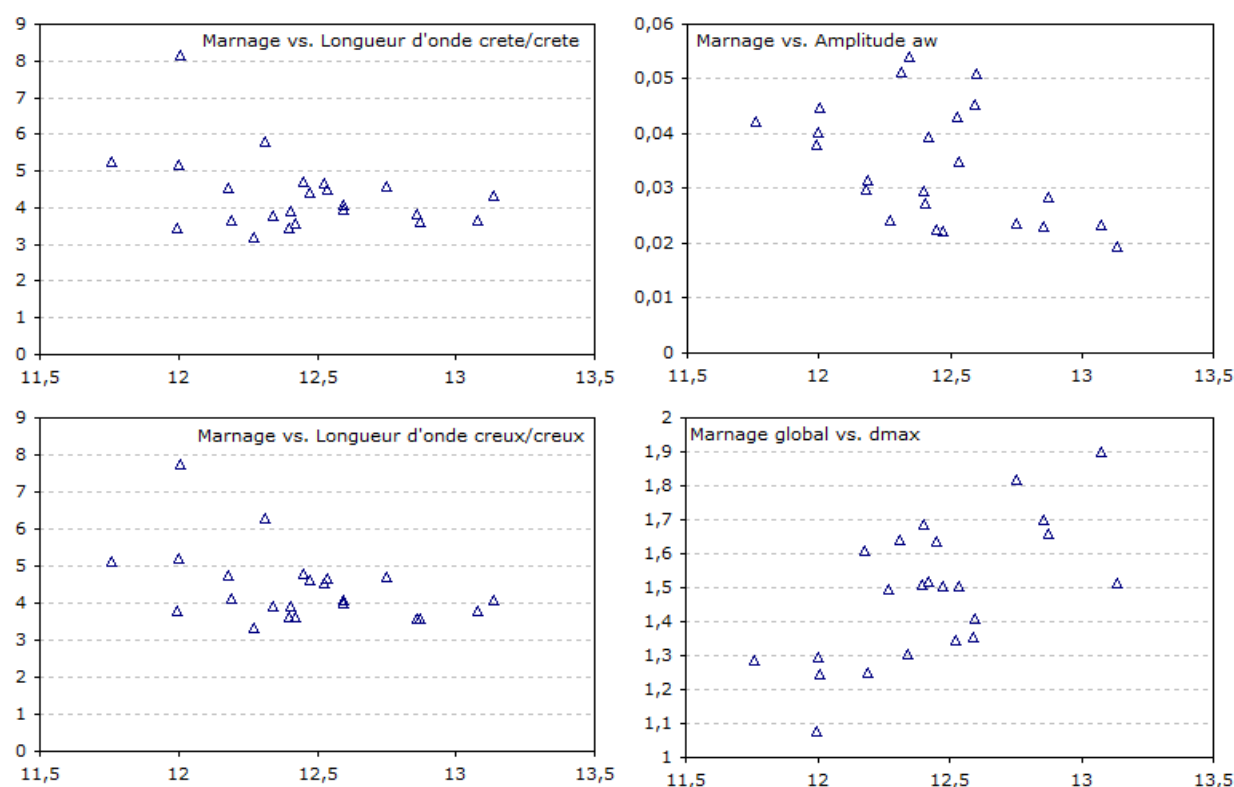


Fig.A 6 : Paramètres des éteules en fonction du marnage global de la baie - Longueur d'onde crête à crête (L_w) - Longueur d'onde creux à creux (L_w) - Amplitude (a_w) - Profondeur maximum sous les éteules (d_{max})

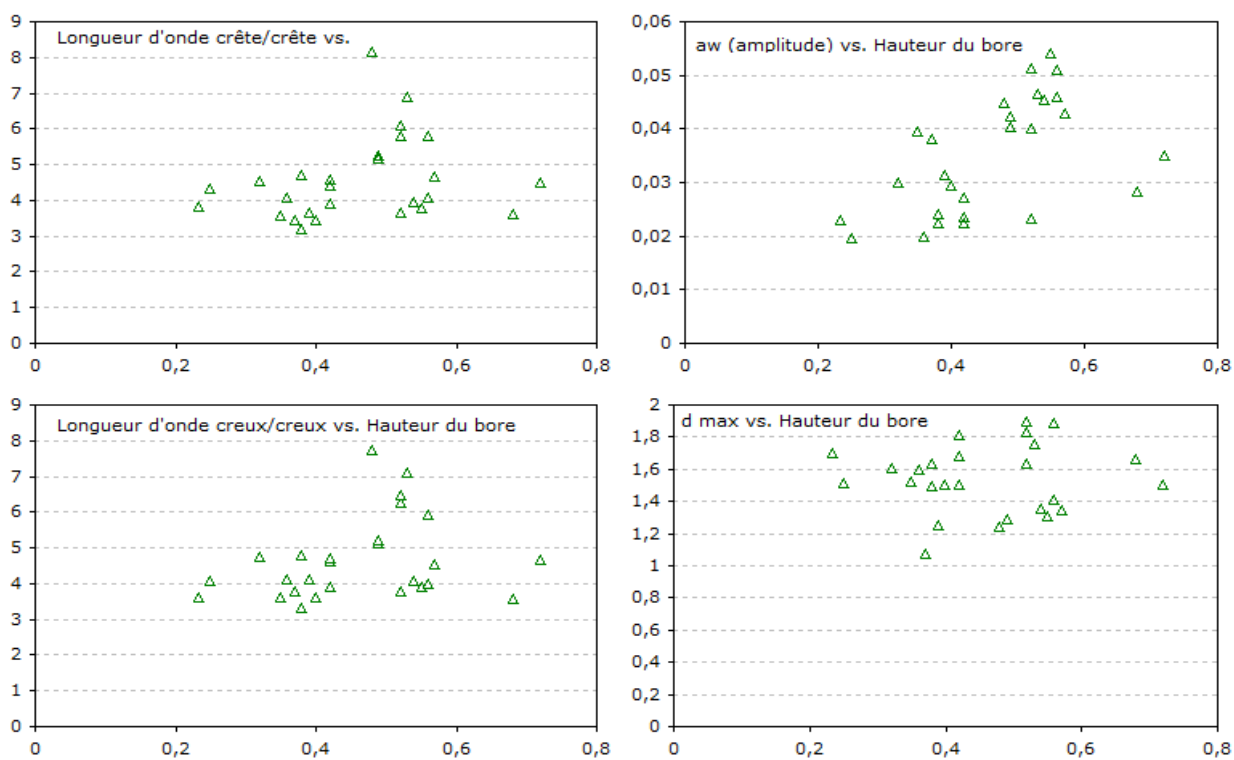


Fig.A 7 : Paramètres des éteules en fonction de la hauteur du bore - Longueur d'onde crête à crête - Longueur d'onde creux à creux - Amplitude (a_w) - Profondeur maximum sous les éteules

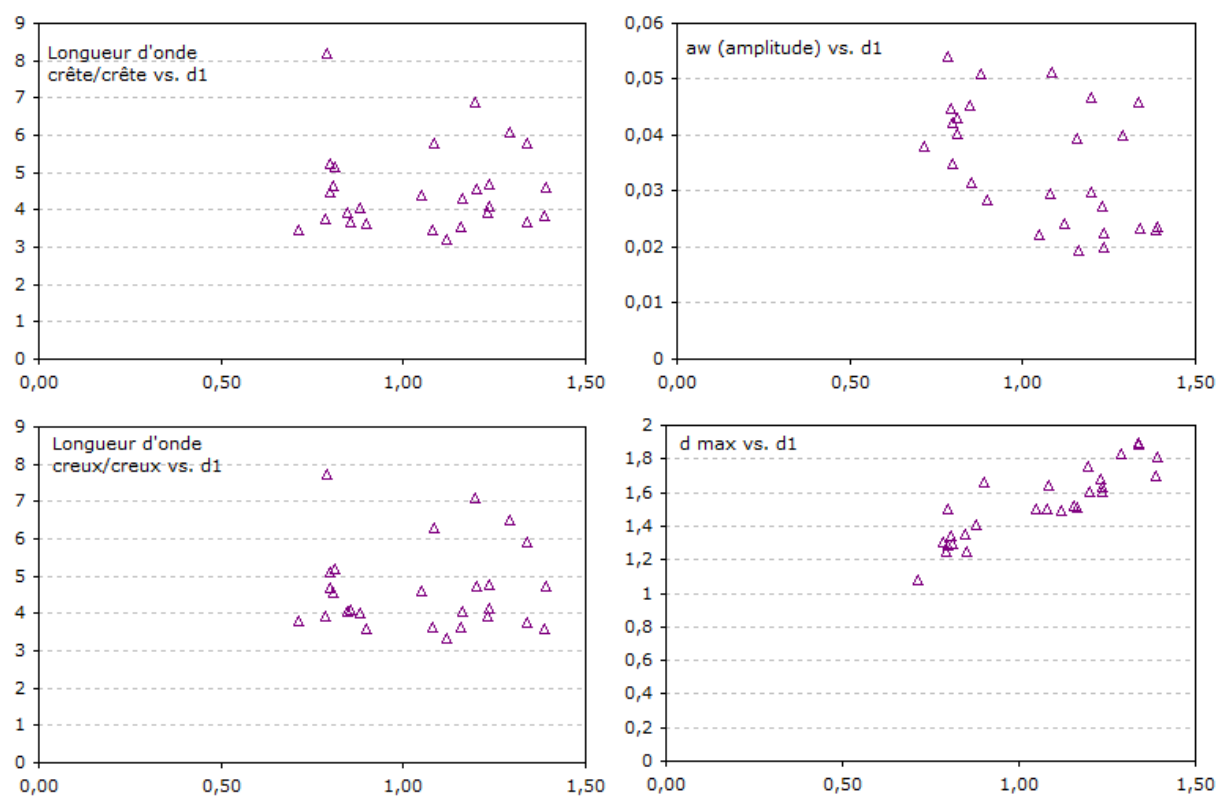


Fig.A 8 : Paramètres des éteules en fonction de la profondeur initiale - Longueur d'onde crête à crête - Longueur d'onde creux à creux - Amplitude (a_w) - Profondeur maximum sous les éteules

Une seule relation ressort de ces comparaisons : la hauteur sous le front du mascaret en fonction de la hauteur initiale (comme déjà présenté dans le manuscrit – Chapitre 3).

4. Annexe 4 : Supplément sur le principe de mesure de la LDV (Laser Doppler Velocimeter)

La source lumineuse continue du système est un laser à argon ionisé (Spectra Physics Series 2000), capable de délivrer une puissance de 5 Watts. Il émet une lumière cohérente dans le spectre du visible (bleu-vert) qui pénètre dans un système optique destiné à séparer les couleurs et à sélectionner les longueurs d'onde les plus puissantes. A chaque composante de la vitesse est associée une longueur d'onde différente. Ici les composantes horizontales et verticales seront mesurées par des rayons verts et bleus (514.5 nm et 488 nm respectivement). Chaque rayon sélectionné est divisé en deux et l'un d'entre eux passe dans une cellule de Bragg. Ce prisme de verre est excité par un cristal piézoélectrique soumis à un champ électrique. La vibration génère une onde acoustique agissant comme une grille optique. Il ressort de la cellule de Bragg un faisceau dit "braggé", de même intensité que le premier mais de fréquence légèrement décalée. Ceux-ci sont focalisés dans une fibre optique et dirigés jusqu'à la sonde montée sur une table de déplacement. Passant à travers un jeu de lentilles à l'intérieur de la sonde, les faisceaux "braggés" et "non-braggés" convergent dans le milieu extérieur. Le point de croisement des faisceaux correspond au volume de mesure. De forme ellipsoïdale allongée, il mesure un demi millimètre de long pour un diamètre de l'ordre de 50 μm . L'intensité lumineuse dans le volume de mesure est modulée du fait de l'interférence entre les faisceaux laser qui produisent une succession de plans parallèles de forte intensité lumineuse, appelées franges. L'interfrange d_f est défini par la longueur d'onde du laser et par l'angle entre les deux faisceaux :

$$d_f = \frac{\lambda}{2 \sin(\theta/2)}$$

Les informations sur la vitesse de l'écoulement sont fournies par la lumière diffusée par de petites particules contenues dans le fluide et traversant le volume de mesure. Ces particules sont soit naturellement contenues dans le liquide, soit rajoutées par l'opérateur. On parle de particules d'ensemencement, et leur taille est de l'ordre de 5 μm . Elles doivent être suffisamment petites pour suivre les lignes de courant de l'écoulement, mais assez grosses pour diffuser assez de lumière et obtenir un bon rapport signal sur bruit. La lumière diffusée est caractérisée par un décalage Doppler (la fréquence Doppler f_D) proportionnel à la composante de vitesse perpendiculaire à la bissectrice des deux faisceaux laser. Un jeu de lentilles récupère la lumière rétro diffusée et la concentre sur des photomultiplicateurs. Ces derniers convertissent le signal lumineux en un signal électrique, la "bouffée Doppler". Les bouffées Doppler sont filtrées et amplifiées dans un processeur de signal, le BSA

(Burst Spectrum Analyser). Pour chaque particule croisant le volume de mesure, la fréquence Doppler f_D est déterminée par des algorithmes de transformée de Fourier rapide (FFT).

La distance interfrange d_f fournit la distance parcourue par la particule d'ensemencement. La fréquence Doppler f_D fournit l'information temporelle : $t = 1/f_D$. La vitesse étant le rapport d'une distance et d'un temps, l'expression de la vitesse mesurée est :

$$U = d_f \cdot f_D$$

Cet outil est parfaitement adapté pour la mesure des vitesses et de la turbulence dans la couche limite de fond. Non intrusif, il offre une très grande résolution spatiale et temporelle.

5. Annexe 5 : Calibration de l'OBS et application aux mesures *in situ*

Cette annexe est écrite à partir des données du Stage d'IUT physique de Viel (2011).

5.1. Paramètres influents sur la mesure

L'environnement influence de façon significative la mesure, de fait, il faut contrôler chacun d'entre eux. Voici une liste des paramètres qui sont susceptibles de perturber la mesure :

-La température : Une dérive de 0,05% par degrés qui est compensée en partie grâce au thermomètre présent sur l'OBS. L'amplification du signal émis est modulée en fonction de la température environnante.

-Les turbulences : elles contribuent à augmenter le bruit.

-La floculation : c'est-à-dire présence d'agglomérats des particules fines. Un phénomène qui semble être négligeable pour la tange, sédiment comportant une majeure partie de sédiment grossier.

-Les réflexions parasites : pour les éviter il faut respecter un éloignement de tout objet ou interface et veiller à ce que le niveau d'eau soit suffisant (l'agitation entraîne des variations de la surface libre : remous, tourbillons, bulles). Aucun objet ne peut être présent dans un rayon de 5cm autour du capteur et il faut respecter une distance de 25cm dans la direction du volume de mesure.

-Les rayonnements dus à la lumière extérieure : pour les éviter cela on plonge l'OBS à 25 cm de la sous la surface de l'eau. Mais des tests ont montrés que cette luminosité n'intervenait pas de manière significative.

-Le type de particules en suspension : la réflexion dépend de la couleur, de la taille, et de la forme des grains (phénomène de diffraction, de réflexion, théorie de Mie).

-La conservation du sédiment : les propriétés chimiques peuvent être modifiées par certains facteurs.

5.2. Quelques résultats de la concentration en MES mesurée par un OBS lors du passage d'un mascaret

Nous avons appliqué les courbes d'étalonnage détaillées dans le manuscrit à quelques mesures *in situ* (Fig.A 9). La comparaison avec les mesures directes par prélèvement montre des différences significatives de l'ordre de 30 g/L dans certains cas.

La comparaison est alors réalisée en dimensionnant la concentration en MES par la concentration atteinte maximale. Dans ce cas, nous remarquons des pentes d'évolution similaires.

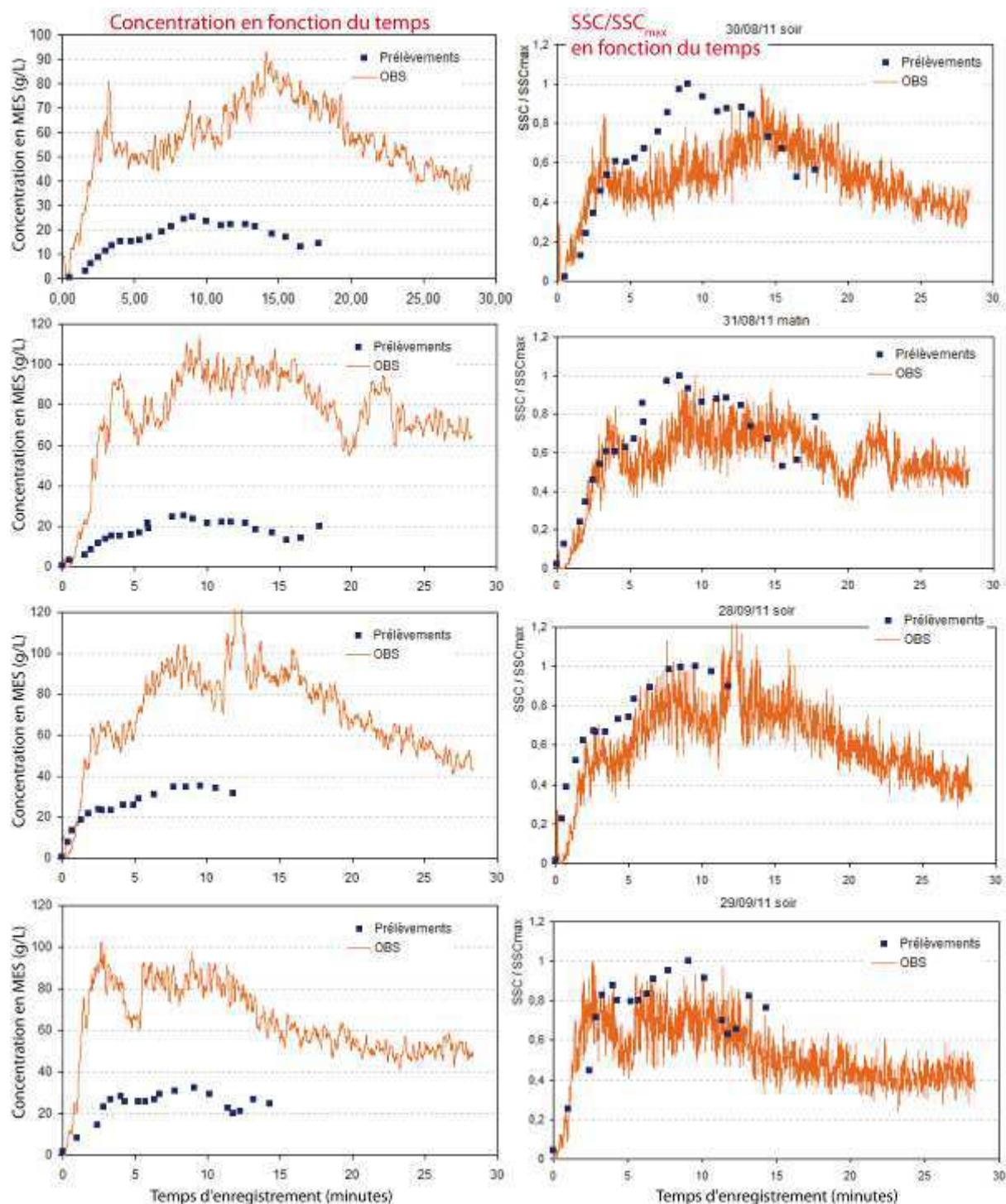


Fig.A 9 : Evolution de la concentration en MES mesurée par un OBS en fonction du temps lors de quatre missions in situ

6. Annexe 6 : Principe de granulométrie par laser

6.1. Principe de la méthode

Le principe de la mesure de taille par granulométrie laser est basé sur la diffraction de la lumière lorsqu'une particule est illuminée par un rayon laser. Les photons diffusés sont comptés par 120 détecteurs situés entre 1 et 90 ° de l'axe du laser. Chaque taille de particule a son propre chemin de diffraction caractéristique. La construction de la fonction de distribution granulométrique (densité de probabilité ou fréquence) est appliquée en utilisant les théories sur la diffraction de Fraunhofer¹ (particules grossières) et de Mie (particules fines).

Les particules ne sont pas analysées individuellement, mais dans leur ensemble. Cette méthode se base sur l'hypothèse que les particules sont sphériques, avec un indice de diffraction égale pour une même taille (même densité).

Protocole de l'analyse par granulométrie laser :

Chaque échantillon est remis en suspension dans l'eau puis passé 30 secondes dans l'appareil à ultrason afin de casser d'éventuels agrégats. L'échantillon sous voie aqueuse transite dans le système, jusqu'à deux fenêtres d'analyses.

- la première mesure s'effectue par laser sur une plage de 0.4 à 2000 μm grâce à un dispositif optique de double lentille de Fourier.
- la seconde mesure s'effectue par différence de diffusion des intensités polarisées (PIDS), en diffusion latérale et en rétrodiffusion sur une plage de 0.04 à 0.4 μm . Les intensités sont mieux différenciées selon la taille de particules par une observation sous lumière polarisée et sous 3 longueurs d'ondes différentes (450, 600 et 900 nm).

¹ Le modèle de Fraunhofer est utilisé pour des particules de tailles importantes ($> 2 \mu\text{m}$) avec un indice de réfraction élevé. Plus la particule est petite, plus l'angle de diffraction est important. Les particules sont assimilées à des disques plats et opaques.

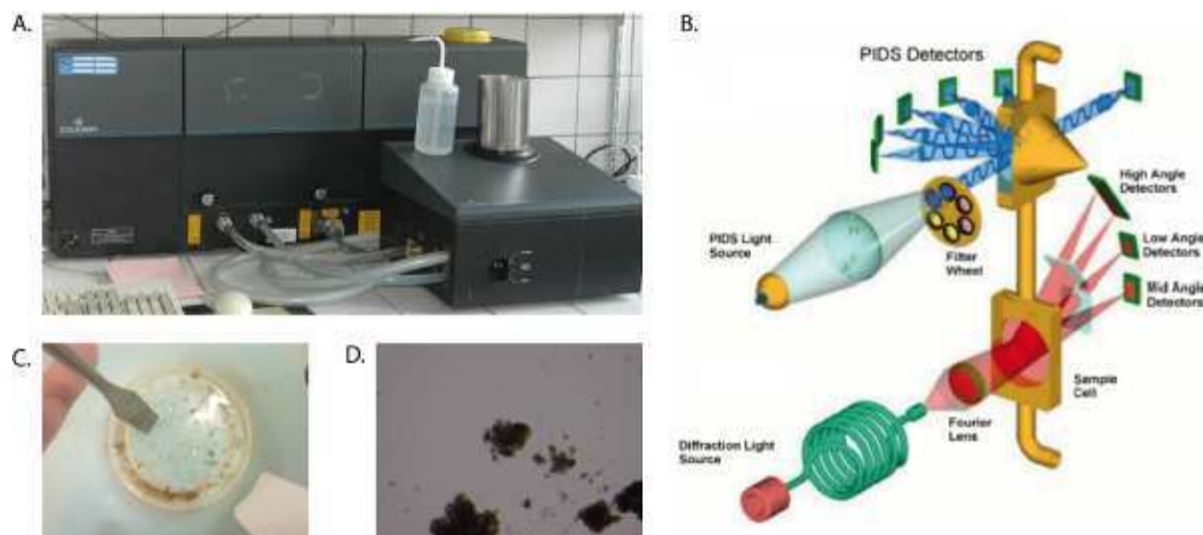


Fig.A 10 : Principe de la méthode de granulométrie laser (Beckman Coulter LS230) ; A. Photo de l'appareil de mesure ; B. Principe de fonctionnement des deux fenêtres de mesure ; C. Photo d'un échantillon présentant des flocs avant le passage dans l'appareil ultrason ; D. Flocs du même échantillon vus à la loupe binoculaire

6.2. Paramètres statistiques

L'obtention des courbes en fréquences à la sortie de l'instrument résulte de calculs effectués par les logiciels de Beckman-Coulter. Ces calculs et traitements mathématiques ne sont pas accessibles. Trois types de résultats sont fournis : i) le volume par classes en % ; ii) le nombre de particules en % et iii) la surface totale que représente chaque classe de particules en %. La fréquence de répartition par taille en volume (%) est généralement la plus utilisée.

A partir de ces données, il est possible d'utiliser plusieurs méthodes pour calculer des paramètres statistiques. De nombreux auteurs ont proposé des indices qui permettent d'exprimer numériquement les caractères de la distribution granulométrique d'un échantillon (Trask, 1930 ; Inman, 1952 ; Folk et Ward, 1957).

Selon les communautés scientifiques, des approches différentes sont utilisées. Par exemple, les calculs arithmétiques fournis par le logiciel appelé LS230 ne sont pas adaptés pour les domaines de sédimentologie (Blott et Pye, 2001). Les indices sont pour la plupart calculés à partir des quantiles et percentiles d_n . Cela correspond aux valeurs telles que $n\%$ du matériel doit être d'une taille inférieure à celui de la taille considérée. Hormis la médiane (ou percentile d_{50}), valeur particulière qui divise la distribution en deux parties égales contenant chacune 50 % des effectifs, les percentiles d_5 , d_{16} , d_{25} , d_{75} , d_{84} et d_{95} sont les plus utilisés.

Dans cette étude, nous utilisons les formules de Folk et Ward (1957)² qui contiennent un nombre élevé de quartiles et qui utilisent 90 % de la distribution (cela permet d'intégrer à l'analyse les bouts de courbe) pour calculer la moyenne, le Standard Deviation, le Skewness et le Kurtosis.

La moyenne (M_z) est définie par Folk et Ward (1957) à l'aide de 3 quartiles (Φ_{16} , Φ_{50} et Φ_{84}), dans le but d'avoir une moyenne représentative de l'échantillon :

$$M_z = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}}{3}$$

Ce paramètre donne une idée générale de la texture de l'échantillon, le calcul de cet indice est d'autant plus fiable que le nombre de données prises en compte est élevé.

Le paramètre « Standard Deviation » (sorting, σ_i) donne un indice sur le classement du sédiment. Folk et Ward (1957), proposent une expression avec 4 quartiles (90 % de la distribution granulométrique). Cet indice met donc de côté la population de fréquences extrêmes (particules représentant les 5 premiers et derniers pour cent). Il doit renseigner sur la régularité du flux au moment de la sédimentation.

$$\sigma_i = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{6.6}$$

La formule de l'asymétrie (Skewness, Sk_i) opère une comparaison de la pente de la courbe cumulative entre les particules plus grosses que la médiane et celles de plus petites dimensions. Ce paramètre informe sur l'enrichissement en particules grossières (asymétrie négative), ou en particules fines mal triées (asymétrie positive) (Rivière, 1953 ; Tricart, 1965). Folk et Ward (1957) proposent une formule où 90 % de la distribution est prise en considération :

$$Sk_i = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{84} - \Phi_{16})} + \frac{\Phi_5 + \Phi_{95} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{95} - \Phi_5)}$$

Le coefficient d'aplatissement (Kurtosis, Ku) est utilisé uniquement pour analyser la morphologie de la courbe de répartition granulométrique. Dans une courbe de Gausse, en forme de cloche, ce paramètre calcule le rapport entre le classement aux extrémités et le classement au centre de la courbe.

² Afin de faciliter les représentations graphiques, les sédimentologues anglo-saxon ont généralisé l'usage d'une échelle logarithmique, dite échelle des phi, définie par Krumbein (1934) par l'expression $\phi = -\log_2 d$, avec d le diamètre en mm (ce terme n'a pas été utilisé pour la représentation mais pour les calculs de Folk et Ward, 1957).

Le Kurtosis est l'indice d'acuité du mode ; il mesure l'angulosité de la courbe des fréquences. Si le mode est concentré dans des classes granulométriques restreintes. La distribution est leptokurtique, s'il est dispersé, elle est platikurtique. Folk et Ward (1957) définissent ce paramètre par l'expression :

$$K_G = \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{2.44(\Phi_{75} - \Phi_{25})}$$

A partir du calcul de ces paramètres, Folk et Ward (1957) ont réalisé une classification détaillée dans la Fig.A. 11.

Standard deviation		Skewness (Ski)		Kurtosis (KG)	
Très bien classé	< 0,35	Forte asymétrie vers les fines	+ 0,3 à + 1,0	Très platykurtique	< 0,67
Bien classé	0,35 - 0,50	Asymétrie vers les fines	+ 0,1 à + 0,3	Platykurtique	0,67 - 0,90
Modérément bien classé	0,50 - 0,70	Symétrique	+ 0,1 à - 0,1	Mesokurtique	0,90 - 1,11
Modérément classé	0,70 - 1,00	Asymétrie vers les grossières	- 0,1 à - 0,3	Leptokurtique	1,11 - 1,50
Faiblement classé	1,00 - 2,00	Forte asymétrie vers les grossières	- 0,3 à - 1,0	Très leptokurtique	1,50 - 3,00
Très faiblement classé	2,00 - 4,00			Extrêmement leptokurtique	> 3,00
Extrêmement mal classé	> 4,00				

Fig.A 11 : Classement des valeurs des différents paramètres : Standard Deviation, Skewness et Kurtosis selon Folk et Ward (1957)

6.3. Résultats granulométriques

Chacune de ces 7 étapes sont décrites sur les figures suivantes (de Fig.A 12 à la Fig.A 17).

Dans le cas des deux premiers graphiques (Fig.A 12 et la Fig.A 13), seuls les courbes granulométriques du point de prélèvement au fond et à 20 cm sont présentées à cause de la faible quantité de sédiment prélevée au niveau des autres points de prélèvement (la concentration n'étant pas assez élevée).

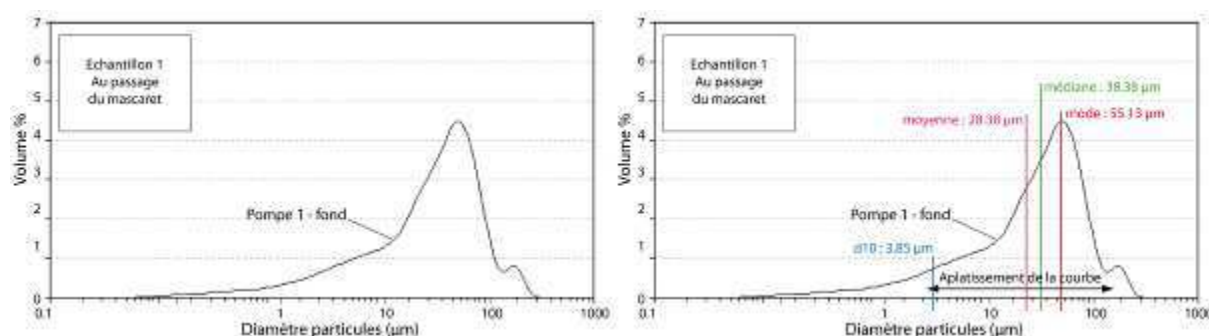


Fig.A 12 : Courbe granulométrique du prélèvement sur le fond avant le passage du mascaret

Avant le passage du mascaret la courbe présente une distribution granulométrique meso/leptokurtique avec un kurtosis de 1.19 avec une médiane de 38.38 µm. L'échantillon est assez mal classé avec une proportion non négligeable de particules fines avec 10 % de l'échantillon < à 3.85 µm (d_{10}).

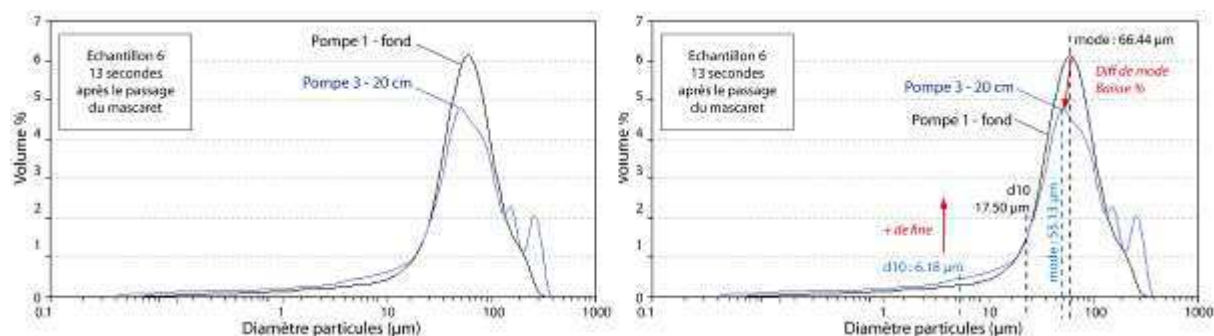


Fig.A 13 : Courbes granulométriques des prélèvements au fond et à 20 cm au dessus du fond 13 secondes après le passage du mascaret

Après le passage du mascaret (au pic maximum de concentration sur le fond), la médiane de l'échantillon prélevé sur le fond est deux fois supérieures que précédemment ($66.14 \mu\text{m}$), le sédiment est encore plus mal classé que précédemment et le pourcentage de la partie très fine baisse ($d_{10} = 17.5 \mu\text{m}$). A 20 cm, dans la colonne d'eau, la concentration en MES est encore faible ($\sim 0.5 \text{ g/L}$), la médiane et le mode sont plus faible que dans le prélèvement au fond (respectivement $58.42 \mu\text{m}$ et $55.13 \mu\text{m}$) et la proportion de particules fines est encore élevée ($d_{10} = 6.18 \mu\text{m}$).

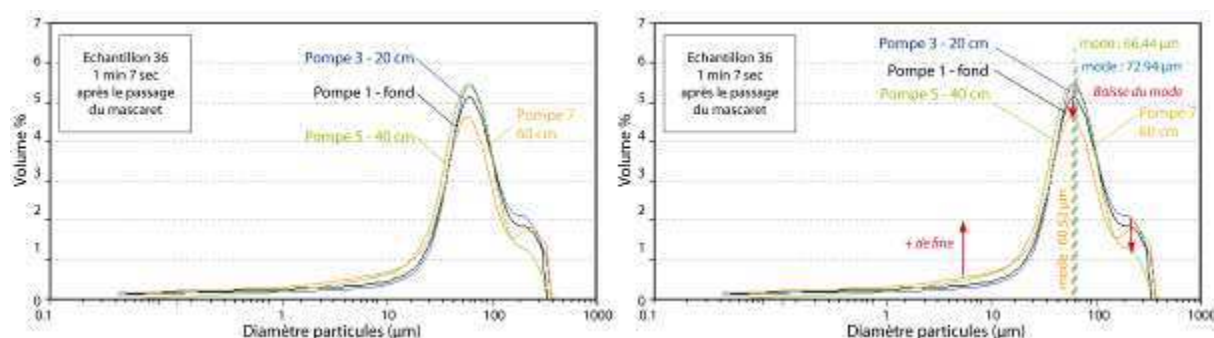


Fig.A 14 : Courbes granulométriques des prélèvements aux quatre hauteurs, 1 minute et 7 secondes après le passage du mascaret

Lorsque la concentration en MES diminue jusqu'à $10-15 \text{ g/L}$ sur le fond une minute après le passage du mascaret, la concentration augmente au niveau des 3 autres points de prélèvement ($\sim 5 \text{ g/L}$). La médiane des 3 échantillons les plus bas est équivalente de 64 à $68 \mu\text{m}$ alors que sur le point haut, la médiane est de $58 \mu\text{m}$. Le mode est également légèrement décalé vers les fines pour les points de prélèvement supérieurs ($72.94 \mu\text{m}$ sur le fond et à 20 cm puis $66.44 \mu\text{m}$ à 40 et 60 cm). Plus le prélèvement est haut plus la proportion de fine est faible (d_{10} de 10 à $2 \mu\text{m}$). Intuitivement on pourrait penser que ça devrait être l'inverse. La proportion de particules fines sur le fond est plus importante sur ce prélèvement que sur le précédent (d_{10} de 17.5 à $4.15 \mu\text{m}$) ce qui révèle une variation dans l'hydrodynamisme. Hypothèse : les particules grossières sont brutalement remises en suspension, et sont advectées vers le haut de la colonne d'eau alors que les fines sont partout dans la colonne d'eau, sauf qu'au niveau proportion il y a plus de fines en bas

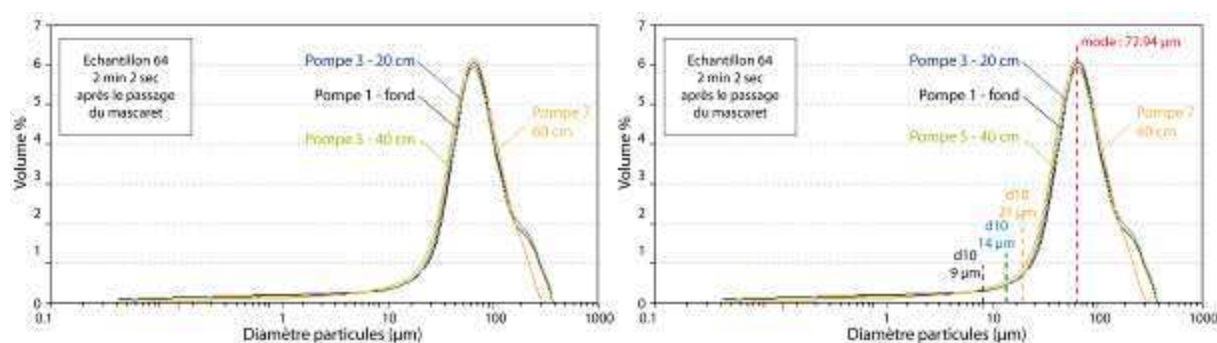


Fig.A 15 : Courbes granulométriques des prélèvements aux quatre hauteurs, 2 minutes et 2 secondes après le passage du mascaret

Lorsque les concentrations en MES des points de prélèvements « de surface » atteignent le même ordre de grandeur que la concentration au fond (8-10 g/L), la répartition s'homogénéise sur les quatre points de prélèvements (2 minutes après le passage du mascaret). Les courbes granulométriques sont confondues avec des médianes proches de 68 à 72 μm et un paramètre d'aplatissement très leptokurtique avec un mode équivalent pour les quatre points de prélèvement, 72.94 μm . La répartition des particules fines est toujours la même avec un d_{10} qui évolue de 9.05 μm sur le fond à 21.41 μm à 60 cm du fond.

Quatre minutes après le passage, la médiane et le mode n'ont pas variés. Cependant, la proportion de fine retrouve un profil plus classique avec un d_{10} sur le fond de 21.09 μm et à 60 cm de 9.94 μm .

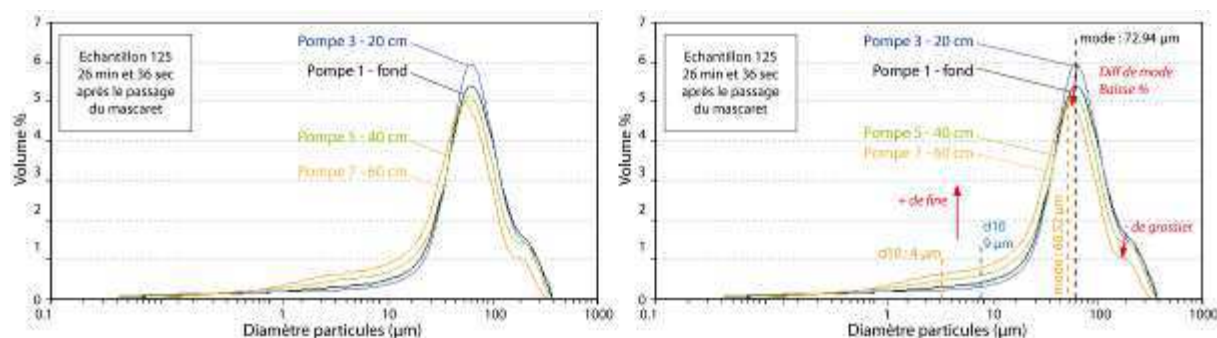


Fig.A 16 : Courbes granulométriques des prélèvements aux quatre hauteurs, 26 minutes et 36 secondes après le passage du mascaret

C'est 26 minutes après le passage du *bore* (à l'étale de pleine mer) que les variations granulométriques ont lieu. Le mode principale est encore à 72.94 μm pour les prélèvements sur le fond. Vers le haut de la colonne d'eau, le mode diminue à 66.44 μm à 40 cm et 60.52 μm à 60 cm. La médiane diminue également vers le haut de la colonne d'eau. Sur le prélèvement du haut, la courbe devient meso/leptokurtique, car la proportion de fine augmente ce qui induit une diminution du mode.

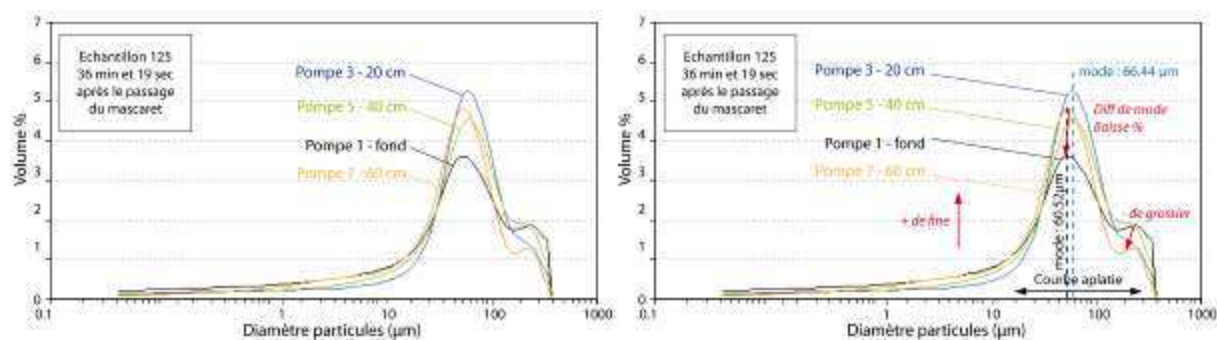


Fig.A 17 : Courbes granulométriques des prélèvements aux quatre hauteurs, 36 minutes et 19 secondes après le passage du mascaret

Quarante minutes après le passage du mascaret (début du jusant), un gradient vertical réapparaît dans la répartition granulométrique sur les points de prélèvement dans la colonne d'eau. La courbe granulométrique du prélèvement sur le fond, montre un aplatissement de la courbe.

7. Annexe 7 : Analyses granulométriques par tamis et loupe binoculaire

Une analyse granulométrique par tamis a été utilisée sur un échantillon pour comparer la répartition des tailles granulométriques en volume (laser) et en masse.

Cette méthode par tamisage est la plus ancienne méthode granulométrique. Elle consiste à mesurer le poids de matière qui passe à travers des mailles calibrées d'une toile de tamis. On superpose les tamis par maille décroissante et on mesure le poids de matière retenue sur chaque tamis. Lorsque la taille des grains est inférieure à 300 μm , il est nécessaire d'opérer sous un flux d'eau. Chaque refus de tamis est ensuite séché et pesé.

Cette méthode nécessite une grande quantité de sédiment, hors les prélèvements réalisés dans la colonne d'eau donnent accès à seulement quelques grammes de sédiments. Cette méthode granulométrique a été utilisée sur un prélèvement de fond de chenal avant le passage du mascaret. Cela nous permet de comparer les méthodes granulométriques de laser et tamis et d'avoir une description complète du stock de sédiment disponible à l'érosion (sur la Fig.A 18).

La comparaison des deux techniques montre un mode principal dans les mêmes gammes granulométriques ($\sim 80 \mu\text{m}$) bien que l'histogramme par tamis soit décalé vers les particules grossières. Ce décalage est dû à la comparaison de la répartition d'un échantillon en volume (laser) et en masse (tamis).

Dans ces deux méthodes d'analyses granulométriques (tamis et laser), l'hypothèse de sphéricité des particules est faite. A partir des refus de tamis, nous avons analysé à la loupe binoculaire les échantillons par classe de taille afin d'observer les différentes formes des particules (photos sur la Fig.A 18). Cette analyse a pour but de décrire grossièrement les particules par classe de taille. En aucun cas nous rentrerons dans une analyse poussée pour corriger en fonction d'un coefficient de forme nos courbes granulométriques. Sur la Fig.A 18 sont représentées six photos de six refus de tamis (200, 160, 125, 100, 80 et 63 μm).

Globalement, nous remarquons une baisse du pourcentage de bioclastes lorsque la taille des particules diminue. La diversité de formes des particules vient de la partie biogène : plates pour les fragments de coquilles (gastéropode, bivalves), en pointe pour les spicules d'éponges, de formes diverses (oblongue, cylindrique) pour les ostracodes et les foraminifères. La densité des particules considérées identiques dans un échantillon varie d'une particule de quartz à un foraminifère creux de même taille.

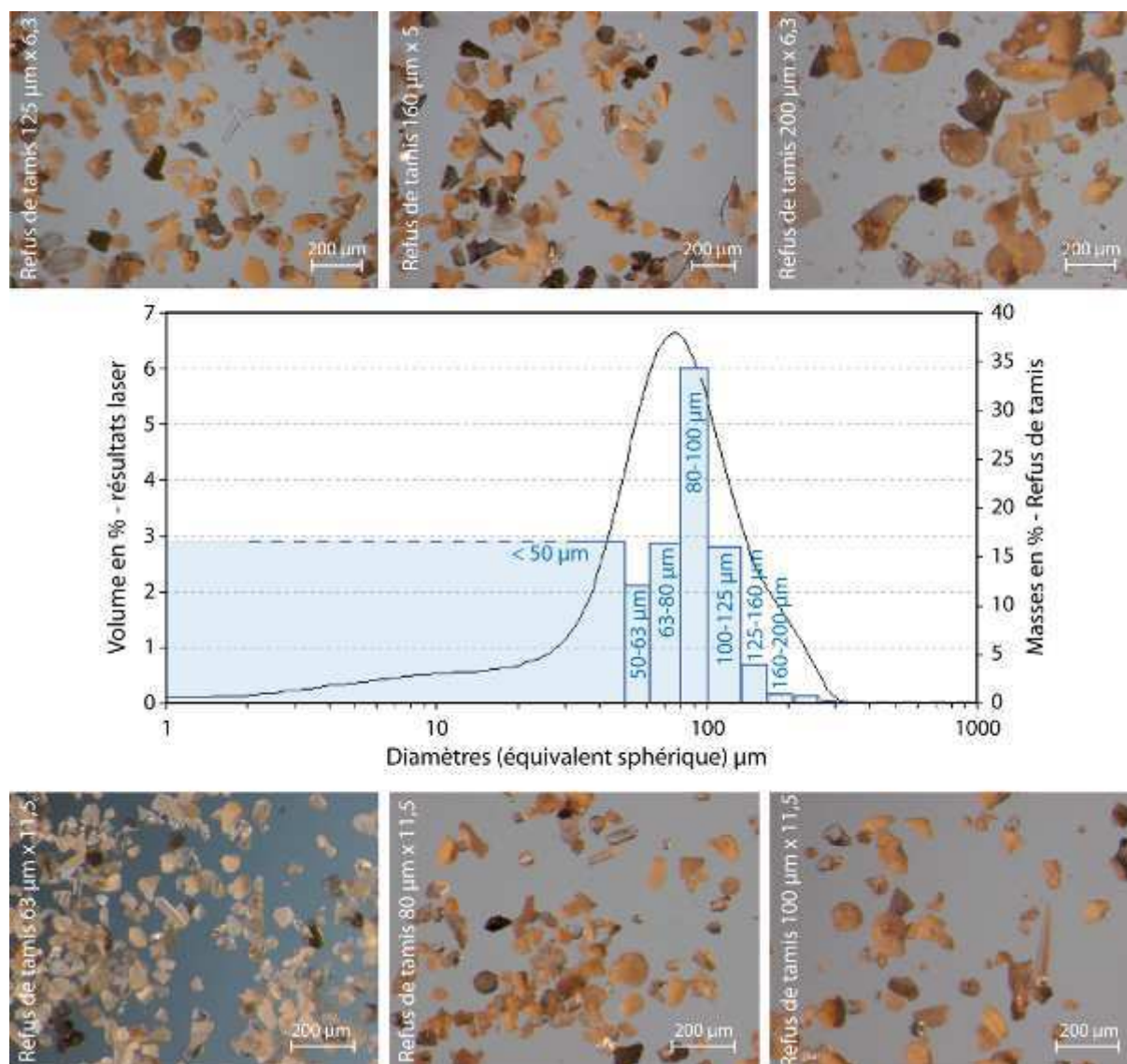


Fig.A 18 : Comparaison d'un histogramme de répartition granulométrique par masse des refus de tamis avec une courbe granulométrique du laser Beckman-Coulter LS230 pour un même échantillon prélevé sur le fond du chenal de la Sée (site le Bateau). Six photos à la loupe binoculaire de six classes granulométriques

8. Annexe 8 : Carottes

Carotte Pontaubault (rive droite)

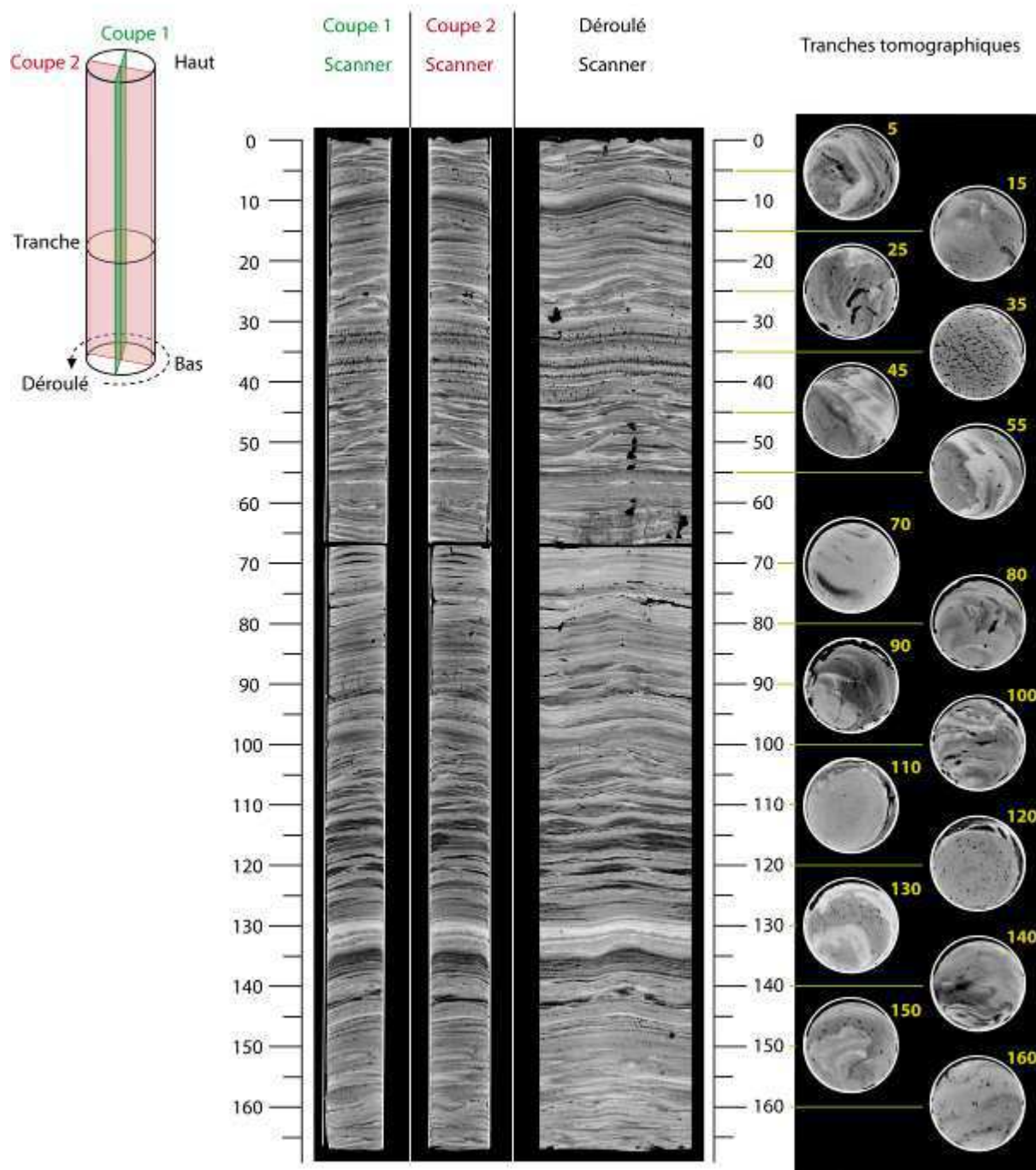


Fig.A 19 : Carotte prélevée à Pontaubault sur la rivière Sélune

Carotte rive droite "Bateau"

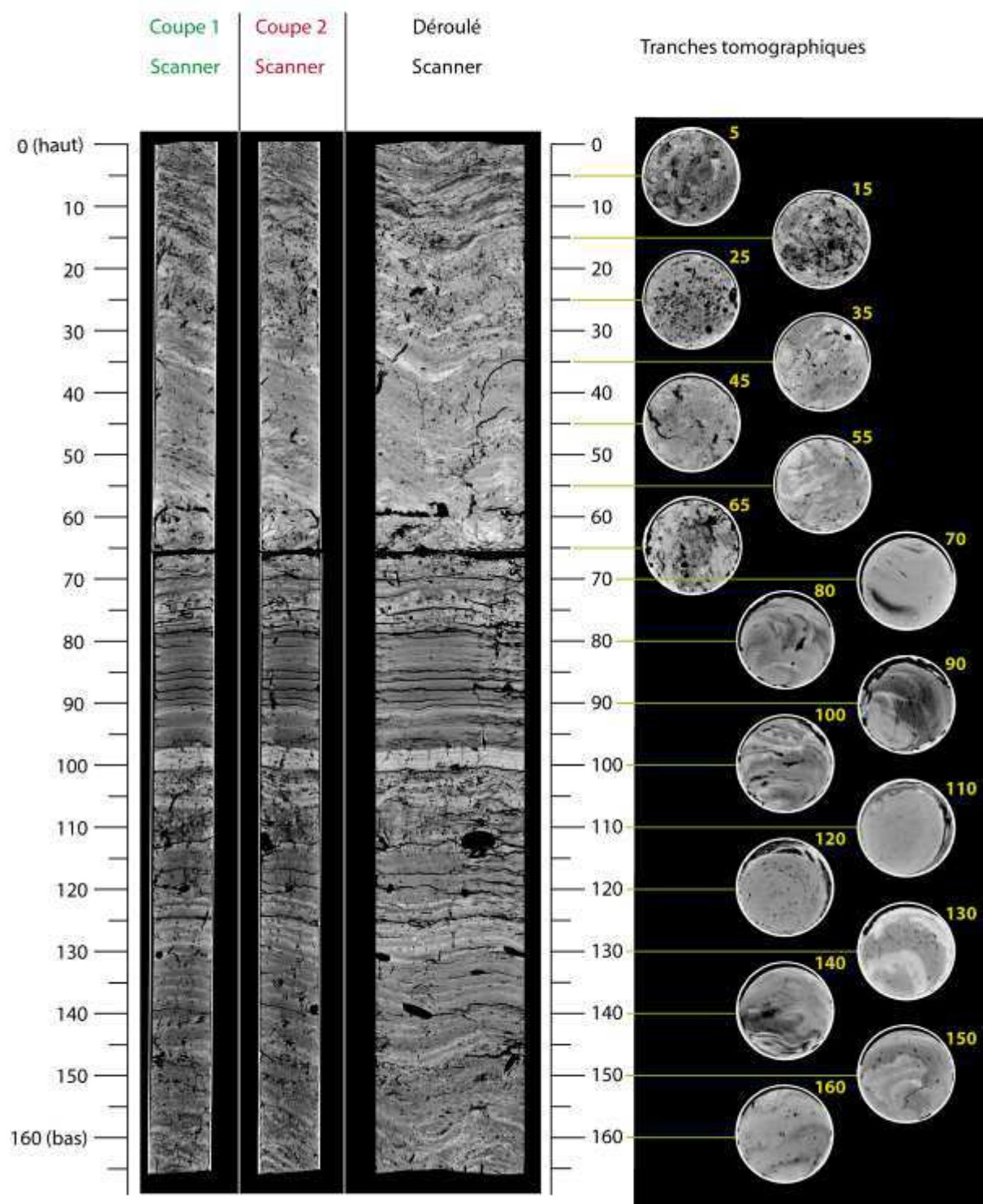


Fig.A 20 : Carotte prélevée sur la rive droite du site de mesure du Bateau sur la rivière Sée

Argenne

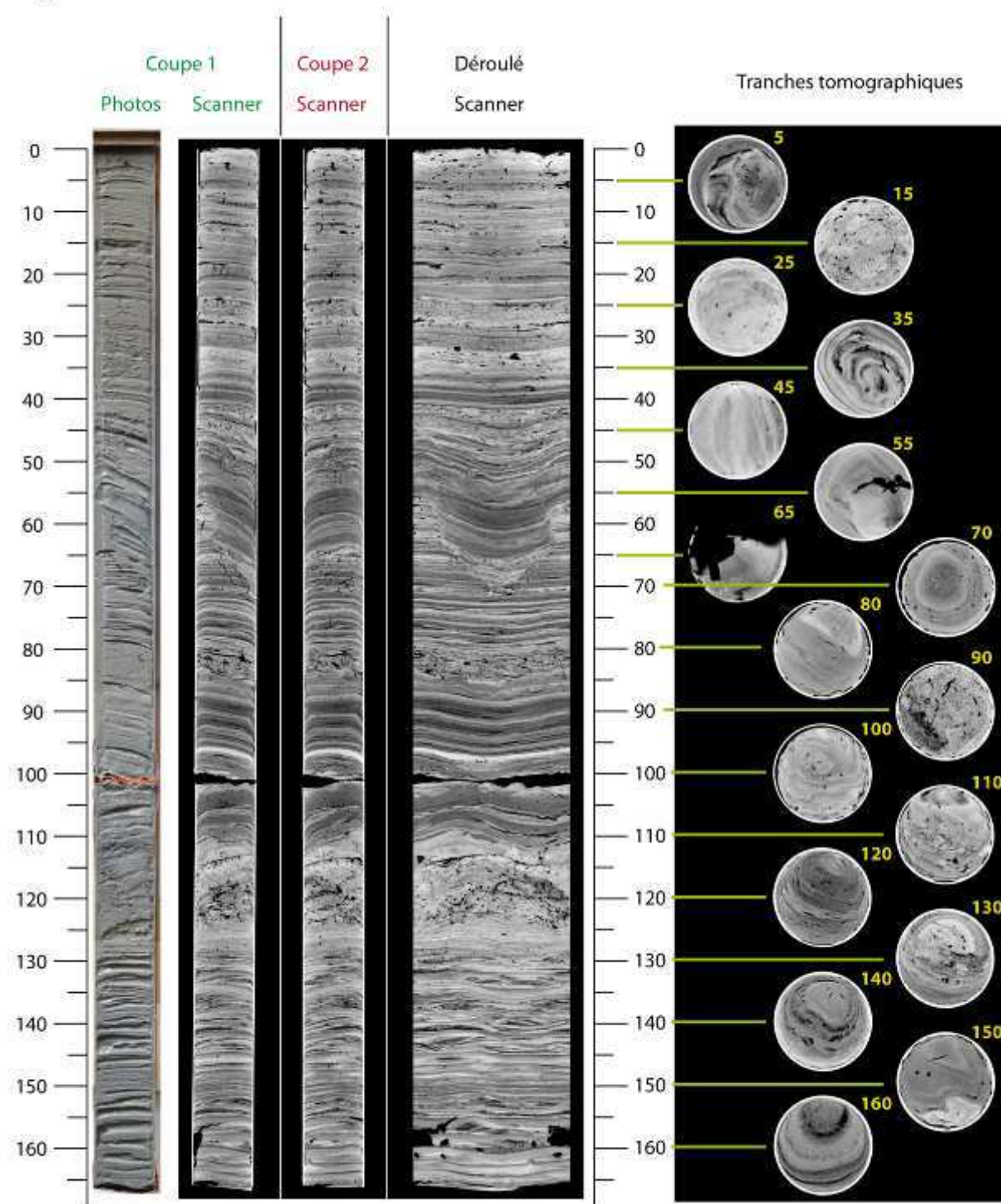


Fig.A 21 : Carotte prélevée dans le méandre d'Argenne sur la rivière Sélune

9. Annexe 9 : Article du congrès Coastal Dynamics 2013

« Suspended sediment concentration in relation to the passage of a tidal bore (Sée river estuary, Mont-Saint-Michel Bay, NW France »

Furgerot, L., Mouazé, D., Tessier, B., Perez, L. et Haquin, S. (2013)

**SUSPENDED SEDIMENT CONCENTRATION
IN RELATION TO THE PASSAGE OF A TIDAL BORE
(SÉE RIVER ESTUARY, MONT SAINT MICHEL BAY, NW FRANCE)**

Lucille Furgerot¹, Dominique Mouazé², Bernadette Tessier³, Laurent Perez⁴, Sylvain Haquin⁵

Abstract

A tidal bore is a combination of individual complex phenomena involving several parameters such as tide propagation in shallow waters, hydraulic jump, fluvial flow and river morphology. A tidal bore develops in gently sloping and narrowing estuary. The bore is always a positive surge associated with a sudden rise in water depth and a discontinuity of velocity and pressure fields. Few field experiments have been devoted until now to this tidal process (Simpson *et al.*, 2004; Wolanski *et al.*, 2004), quantitative studies of the tidal flow dynamics being very recent (Bonneton *et al.*, 2011). Wolanski *et al.* (2004) observed significant suspended sediment concentration (SSC) on the surface after the passage of tidal bores. Herein we present the results of field studies, carried out in the context of the ANR project “MASCARET” in the bay of Mont Saint Michel. Several instruments were deployed to measure free surface evolution and, at different heights in the water column, velocity and SSC. All the data collected did improved the understandings of the hydrodynamics and sediment transport associated with the passage of a tidal bore. This paper mainly focuses on the dynamics of the suspended sediment transport and bed erosion during the surge.

Key words: Tidal Bore, Sediment Transport, indirect and direct SSC measurements,

1. Introduction

Sedimentary processes in estuaries are since a long time the matter of numerous studies, dealing especially with fine-grained sediment transport (e.g. Dyer, 1995; Lesourd *et al.*, 2003), turbidity maximum evolution in time and space (e.g. Avoine *et al.*, 1981; Castaing, 1981; Deloffre *et al.*, 2004), tidal current pattern and sediment balance (Li and Zhang, 1998; van der Spek, 1997). These studies are critical since many estuaries experience rapid infilling compromising their high biological and socio-economical interests. In this general frame of estuarine researches, tidal bores, by comparison with other common estuarine processes have been poorly studied until recent years (Bonneton *et al.*, 2011; Bonneton *et al.*, 2012). A tidal bore is a hydraulic jump that propagates upstream in estuarine rivers as the tide is rising. Depending mostly on tidal ranges, fluvial conditions and channel morphologies, tidal bores display variable amplitudes and shapes, but in all cases they are highly shear flows associated with high celerity (commonly 3 to 4 m.s⁻¹) (Chanson, 2001, 2005, 2009; Koch and Chanson, 2008; Wolanski *et al.*, 2004). Thus, tidal bores are assumed to provoke heavy sediment reworking along channel bed and banks as they propagate (Kjerfve and Ferreira, 1993; Wolanski *et al.*, 2004; Chanson, 2005). Although measurements of hydrodynamic parameters and induced sediment transport are commonly performed in estuarine rivers, measurements carried out during the passage of a tidal bore are much less frequent in the literature. However during the last few years, several field studies have been purposely conducted with the aim to better characterize fluid and sediment motions involved during tidal bore propagation (e.g. Wolanski *et al.*, 2004; Simpson *et al.*, 2004; Chanson *et al.*, 2011; Furgerot *et al.*, 2012; Fan *et al.*, 2012). The present study is part of one of these recent projects dealing with tidal bore dynamics (the ANR “Mascaret” project) (Mouazé *et al.*, 2010). We conducted ten field campaigns from January 2011 to May 2012, covering a large range of fluvial and tidal conditions. A total of 35 tidal bore events were monitored. Fluvial water discharge remained low throughout the period so that the river water level did not hindered the generation of tidal bore. During the measurement

¹UMR M2C 6143, University of Caen, 24 rue des Tilleuls, Caen 14000, France. lucille.furgerot@unicaen.fr

²UMR M2C 6143, University of Caen, 24 rue des Tilleuls, Caen 14000, France. dominique.mouaze@unicaen.fr

³UMR M2C 6143, University of Caen, 24 rue des Tilleuls, Caen 14000, France. bernadette.tessier@unicaen.fr

⁴UMR M2C 6143, University of Caen, 24 rue des Tilleuls, Caen 14000, France. laurent.perez@unicaen.fr

⁵UMR M2C 6143, University of Caen, 24 rue des Tilleuls, Caen 14000, France. sylvain.haquin@unicaen.fr

campaigns, the tidal range at the mouth of the bay of Mont saint Michel ranged from 11.25 to 13.05 metres. On the measurement site it ranged from 1.30 to 1.65 metres. The objective of these campaigns was to collect a large set of hydro-sedimentary parameters to describe the physical processes associated to the tidal bore passage. The results presented in this paper are principally extracted from one of these campaigns (May 7th 2012) that was especially dedicated to the measurement of the SSC into the water column including at the channel bed in relation with the passage of a tidal bore in an estuarine river. These SSC measurements were performed using indirect (optical sensors) and direct means (pumps), highlighting the specificities of SSC dynamics during a rising tide accompanied by a tidal bore.

2. Environmental setting

2.1. The Mont-Saint-Michel estuary

The measurement site is located in the Mont-Saint-Michel Bay (English Channel, NW France) that forms a 500 km² depression developed in the South of the Brittany Norman gulf (Fig. 1a). In this area of the English Channel, the reflection along the Cotentin peninsula of the incoming tidal wave propagating from the Atlantic Ocean induces an amplified standing wave (Larsonneur, 1989; Archer, 2013). As a result, a tidal range up to 14 m is recorded in the Mont-Saint-Michel Bay, which can be therefore classified among the few type C – hypertidal coastal systems around the world (Archer, 2013). The tidal regime is semi-diurnal with an insignificant diurnal inequality. As in many other estuaries, the tidal curve is asymmetrical with a shorter and faster flood and a longer and slower ebb. This asymmetry favours the progressive sedimentary infill of the estuary. In such a context of sediment infilling, it is interesting to study the suspended sediment dynamics related to the tidal bore phenomenon.

In relation with the hypertidal range of the bay, very high-energy alternative tidal currents penetrate into the estuary where they control sedimentary processes and channel migration. In agreement with the model of Dalrymple *et al.* (1992), this tide-dominated estuary comprises seaward a high energy braided system made of a complex channel-and-shoal network, followed upstream by a straight-meandering-straight transitional fluvio-tidal channel in connection with each river (Lanier and Tessier, 1998). The measurement site is precisely located in the upper estuary, on the right bank of the transitional channel connected to the Sée River (cf. Fig. 1a and Fig. 1c for location). Tidal range is maximum, i.e. 14 m, at the seaward entrance of the braided domain. It then decreases as the tide propagates upstream, so that the tidal range is no more than 1.5 m at the measurement site (Fig. 1d).

Despite this microtidal range, tidal current velocities commonly reach up to 2 m.s⁻¹ during high spring tide periods. In addition, the Sée River, such as the Sélune and Couesnon Rivers, is a minor river with very low water discharge (less than 10 m³.s⁻¹ in average, no more than a few tens m³.s⁻¹ during rainy season). These average tidal and fluvial conditions, combined with the general morphology of the Sée river channel, are favourable for tidal bore development.

2.2. The Sée river channel morphology at the measurement site

At the measurement site, called “Le Bateau”, located about 15 km upstream from the estuary mouth (i.e. Tombelaine; Fig. 1a, the Sée River displays a 570 m long straight stretch between elbow meanders, well channelized in the salt marsh (Fig. 1a). The channel width is fairly constant along the stretch (ca. 30 m), and did not change during the survey. The channel depth is 2.5 m in average (Fig. 1d) with fluctuations in time due to sediment erosion or deposition on the bed. The water depth depends on the river discharge and tide conditions. Both types of tidal bore, undular (Fig. 1b) and breaking have been observed on this segment of the Sée channel. Generally, the tidal bore was undular over a distance of about 150 m after the meander and then evolved progressively toward a breaking bore. Since the channel width is constant along the stretch, this evolution may be attributed to changes in the channel bed and banks morphology

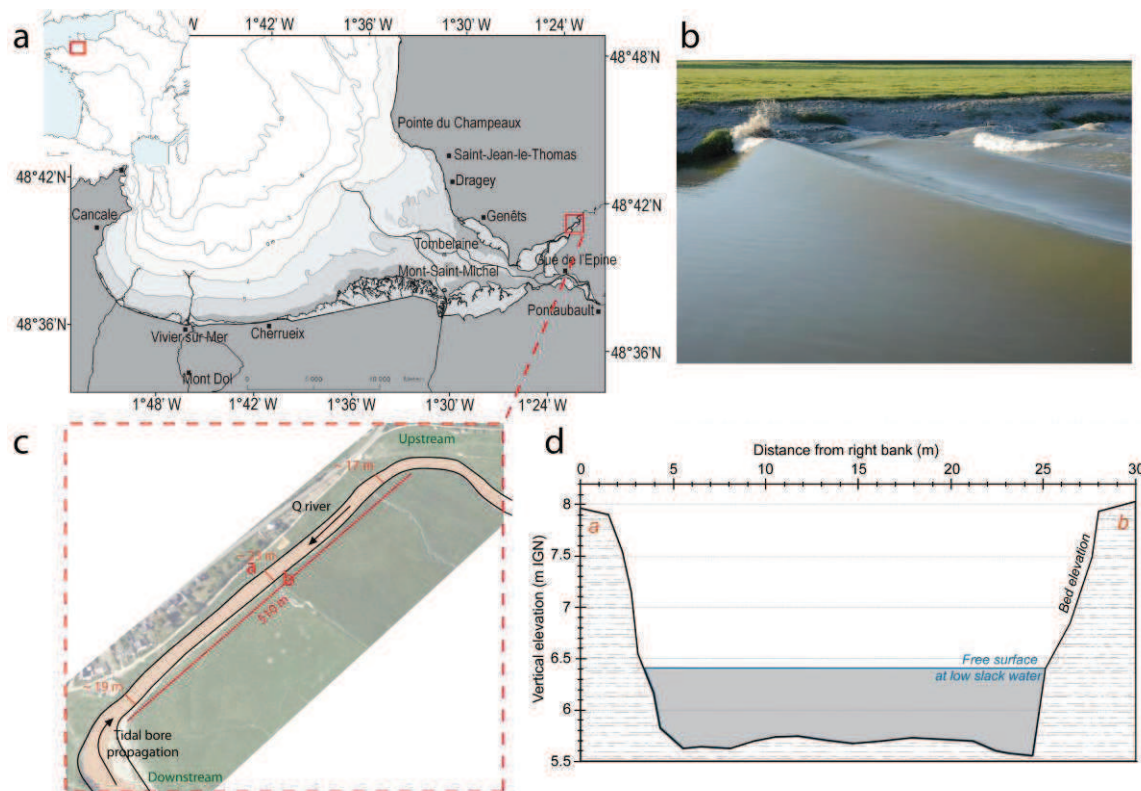


Figure 1. Measurement site location. a) Location of bay of Mont-Saint-Michel; b) Photo of an undular tidal bore in the Sée river at the 'Bateau' locality; c) Aerial photograph of the surveyed stretch of the Sée river; d) Transverse bathymetric profile (a-b) of the Sée river channel at the measurement point (profile located on Fig.1c) (m.s.l.: mean sea level)

2.3. Sediment characteristics

The characterization of the sediment from the measurement site is critical since the objective herein is to define the role of tidal bore dynamics in sediment reworking.

In addition to very low water discharge, the solid charge of the three rivers entering into the bay is almost negligible (Larsonneur, 1989; Migniot, 1997; Bonnot-Courtois *et al.*, 2002). This implies that the sediments that infill the Mont-Saint-Michel Bay and its estuary are almost exclusively of marine origin. They are mixed sediments composed of siliciclastic material reworked on the English Channel seafloor under the actions of tidal currents and waves, and of biogenic carbonates (principally shell clasts and red algae). Mean sediment grain size decreases progressively from offshore to the most internal parts of the bay. Into the middle to upper estuary, including the measurement site, sediments are defined as silty sands to sandy silts, the local name of which is the "tange" (Bourcard and Charlier, 1959; Larsonneur, 1989). In details, the grain size of the tange ranges between fine silt (min $\sim 3.9 \mu\text{m}$) and fine sand (max $\sim 200 \mu\text{m}$). At the measurement site, the median grain-size of the tange collected on the channel bank and channel bottom is $72 \mu\text{m}$ and $80 \mu\text{m}$ respectively (Fig.2b). It contains an average of 50% of carbonates, mainly composed of shell fragments and foraminifera tests (Fig.2a), and almost no clay and organic matter.

Due to its mixed composition, grain-size and very poor clay content, the tange is a particular sediment (Bourcard and Charlier, 1959), and few studies investigated its physical properties and hydrodynamic behaviour.

Some studies have been conducted yet regarding the SSC measurements in the water column at different places in the bay of Mont Saint Michel, providing a range of values:

In the external estuary, maximal values are in the range of 0.01 g/L throughout the water column (Ehrhold, 2003). Close to Mont Saint Michel, the LCHF (1977) measured SSC up to 7 g.L^{-1} close to the bottom at the beginning of the flood with a strong vertical gradient. Turbidity drops to 0.5 g.L^{-1} at high slack water and

the vertical gradient of SSC is much lower. These high values of SSC during the flood are confirmed by Desguée *et al.* (2011) (up to 6 g.L^{-1}). These important values are explained by the acceleration of tidal currents in the inner estuary. The LCHF (1977) also shows an influence of velocities (and therefore of tidal range) on the quantities of sediment that can be eroded and transported. When changing a velocity from 1 to 2.5 m.s^{-1} , the average SSC passes from 0.6 to 9 g.L^{-1} .

Hence, there are few references on SSC in the bay of Mont Saint Michel, and no specific measurements were performed in the tidal bore.

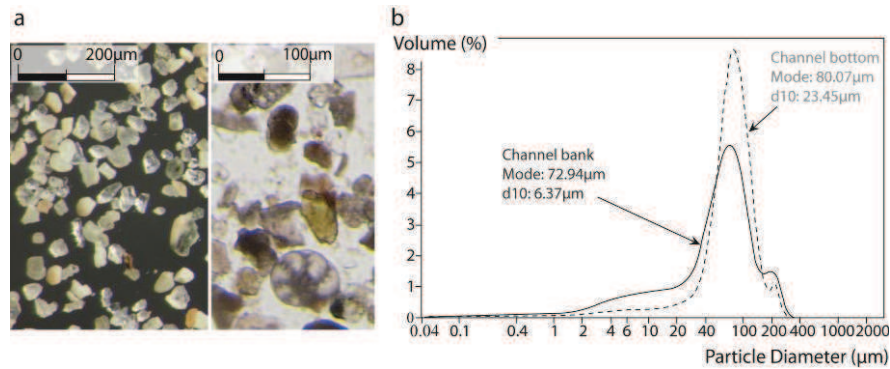


Figure 2. Characteristics of the sediment from the measurement site. a) Sediment sample under binocular displaying the typical mixed siliclastic and carbonated components of the tangue (local name of this mixed siliclastic-carbonated silt-dominated sediment); b) Grain-size distribution curves on measurement site “Le Bateau” (analysis using a Laser Particle Size Analyser Beckman Coulter LS230)

3. Material and Methods

The evolution of the suspended sediment concentration (SSC) associated to the passage of the tidal bore was monitored thanks to an Argus Surface Meter (ASM), an optical apparatus allowing vertical concentration profile measurements, and a direct water sampling system. Additional information on the flow conditions was collected thanks to an Acoustic Doppler Velocimeter (ADV) for velocity and pressure measurements (see Fig.3 for the in situ experimental set-up).

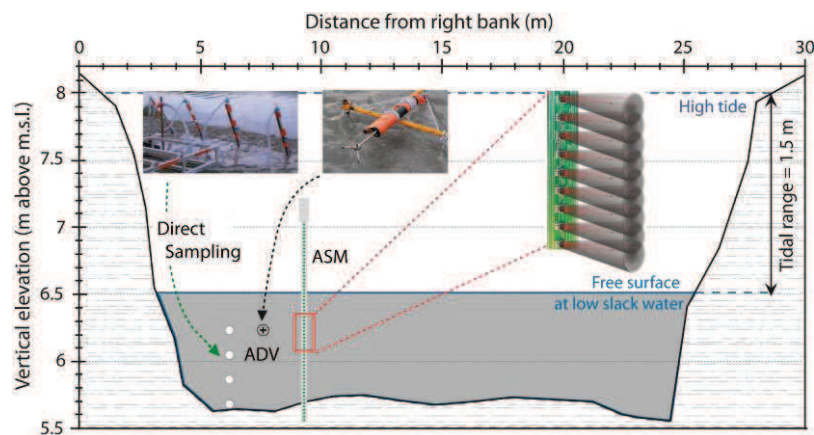


Figure 3. Schematic diagram and photos illustrating the arrangement of the different instruments deployed in the Sée River to measure SSC and current velocities into a tidal bore (ASM: Argus Surface Meter; ADV: Acoustic Doppler Velocimeter; m.s.l.: mean sea level)

The ASM consisted in 144 sensors embedded every centimetre in a 1.5 metre stainless steel rod. Each sensor included an infrared laser transmitter and a receiver. Its principle relies on the measurement of the quantity of backscattered light received by the sensor, which is a function of the suspended matter concentration. Numerous attempts have been made to correlate backscattered signal from optical or

acoustic devices to absolute SSC, by mean of laboratory calibration prior to in-situ deployment (e.g. Hosseini *et al.*, 2006; Sottolichio *et al.*, 2011). For this study, the ASM has been calibrated in laboratory using a recirculating water column with natural sediment (tange from the measurement site “Le Bateau”). The calibration was carried out from 0 to 30 g.L⁻¹. Known masses of sediment were introduced in the column, and the ASM signal was recorded after water homogenization. A calibration curve between backscattered intensity signal and absolute suspended matter concentration was thus obtained. The calibration range below 30 g.L⁻¹ is selected to avoid problems when changing a backscattered signal to an absorbed signal by a large quantity of particles.

A water sampling system was deployed in association with the ASM, and provided absolute references of the SSC to the relative measurements of the optical system. It consisted in 4 flexible plastic tubes mounted on a rigid metal stick fixed vertically in the channel bed (Fig.3). The sampling tubes were positioned at 0, 20, 40 and 60 cm above the channel bed with their extremity looking downstream. Each tube was connected to a manual pump located on the channel bank. Water was sampled simultaneously at the four elevations every 2 seconds. The sampling started a few seconds before the passage of the tidal bore, and lasted for at least 40 minutes. The time delay between the entrance and output of the tubes has been considered (i.e. ~ 3 seconds). Finally 800 samples per tidal bore were collected and processed at the laboratory. Three weighting were done for each sample: (1) the water/sediment sample and its container (M_{total}), (2) the dry sediment (set in an oven at 40°C) and its container (M_{dry}), and (3) the clean, dry and empty sampling container (M_{cont}). The net weight of sediment contained in the sample was obtained by subtracting M_{dry} and M_{cont} to M_{total} . This value was then converted in SSC (g.L⁻¹). The large number of samples was managed thanks to a bar codes scan. One hundred samples were selected to be analyzed for composition and particle size. The samples were observed under a binocular microscope and then passed through a laser granulometer (Coulter).

The results of the two measurement methods, ASM and water sampling, can be compared. Indeed, the ASM provides a high measurement frequency and therefore an important precision in time (1 Hz) and space (every centimetre along 1.44 m). Direct sampling measurement provides reliable SSC values thanks to elaborate laboratory calibration. After a comparison of the two measurement methods, we note that the concentrations obtained are on the same range for values < 30 g.L⁻¹. Due to initial calibration, the ASM voltage signal saturates when SSC exceeds 30 g.L⁻¹. In that case, we rely on the direct sampling. This multi-approach provides a complete analysis of the SSC evolution.

To measure flow velocity and pressure evolution during the passage of the tidal bore, the ADV probe (Vector Nortek 64 Hz) was deployed 60 cm above the channel bed (6.20 m above m.s.l.; Fig.3), in line with the top sampling tube and at 1.5 m away toward the channel center (Fig. 3), to avoid the wake and flow disturbances from the sampling tubes.

The Doppler shift of frequencies between the emitted signal and the received signal backscattered by sediment particles in the flow was used to calculate the current velocity in the sampling volume. The head was placed perpendicular to the current direction, so that V_x positive component pointed downstream. The ADV programming was carried out according to flow conditions and suspended matter concentration. The first parameter to set, according to Meuret *et al.* (2003), was the Nominal Velocity Range (NVR). A value of 2 m.s⁻¹ was chosen. Because SSC was high during the survey, the transmission power was set to a minimum value in order to minimize noise on the recording. The size of the sampling volume must be chosen accordingly to the velocity gradient. A strong vertical velocity gradient being expected in the tidal bore, and in order to reduce the Signal to Noise Ratio (SNR), a small sampling volume size of 145 mm³ was set (with 6.6 mm of height and 7 mm of invariant radius). Correlation coefficients and SNR were used to assess the quality and reliability of the measurements. The free surface evolution was tracked thanks to the ADV pressure sensor.

4. Results

4.1. Current velocities and water depth (ADV data)

It is necessary to remember that the ADV is positioned at 60 cm above the bottom. The velocity values described herein are measurement at a given location ($z = 60$ cm) and these did not correspond to an instantaneous vertical velocity profile.

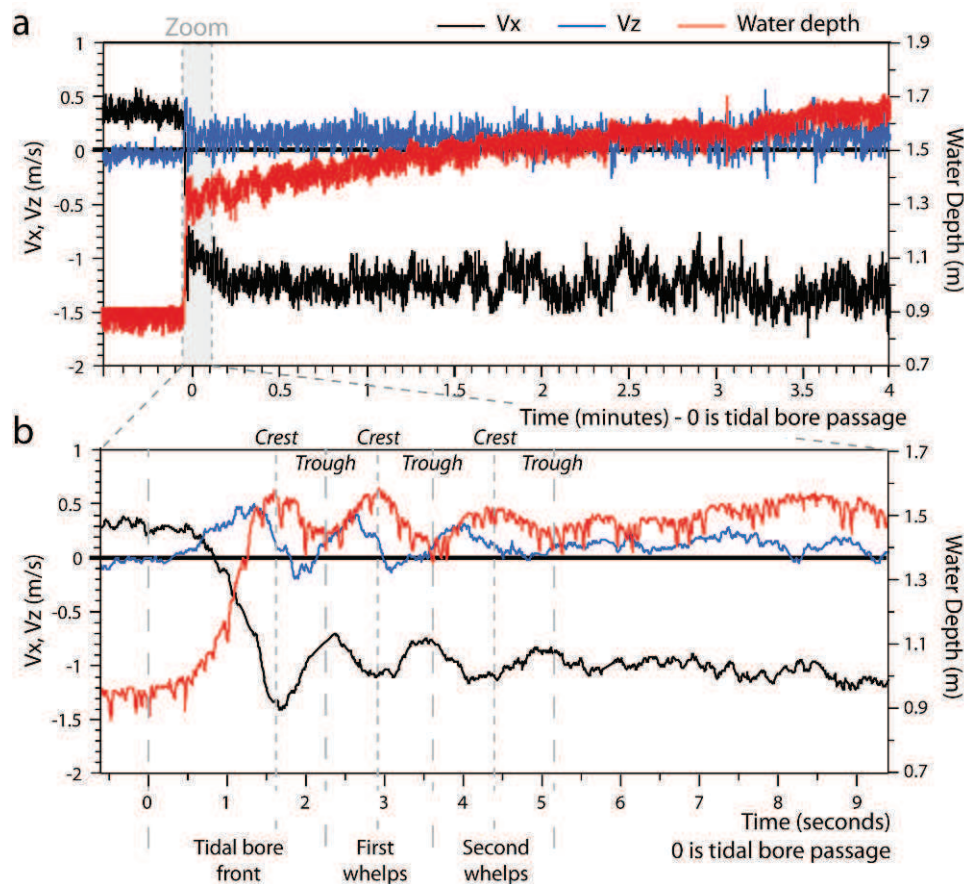


Figure 4. ADV measurements of water elevation (red curve) and current velocities with V_x : longitudinal component - black curve (V_x negative: upstream flow ; V_x positive: downstream flow) and V_z : vertical component - blue curve (V_z negative: downward velocity ; V_z positive: upward velocity). Time = 0 is tidal bore passage. a) Recording during 4 minutes; b) 10 seconds after the tidal bore passage

The initial water depth before the passage of the tidal bore was 0.9 m (Fig.4b). This water depth corresponds to 6.5 m above m.s.l. (Fig.3). This constant value corresponded to the usual river level at low tide. The longitudinal velocities (V_x) were directed downstream (positive values), with a mean value of ca. 0.3 m.s^{-1} . Small fluctuations of vertical velocities (V_z) around value of 0.05 m.s^{-1} indicated a low level of turbulence.

The beginning of the flood was marked by the front of the tidal bore, which also represented the propagation front of the dynamical tide. This front is followed by 2 to 3 whelps with a period of ~ 1.4 seconds. The height of the bore was ca. 0.5 m, leading to a quasi-instantaneous increase (in the order of one second) of the water depth up to 1.4 m. The front celerity of the tidal bore was measured thanks to stopwatches. It was of 3.2 m.s^{-1} . Synchronously with the front passage, the longitudinal velocity (V_x) reversed upstream to a value of almost 1.5 m.s^{-1} , associated with an upward-directed velocity (V_z) component of 0.5 m.s^{-1} (Fig.4a). These maximum values of velocities are reached under the crest of the front for V_x and between trough and crest for V_z . Maximum acceleration are calculated under the crest whelps for the vertical component (up to 1.6 m.s^{-2}). While the maximum acceleration for the longitudinal component is prior of whelp trough (Fig.5). On this component, the maximum acceleration is 2.8 m.s^{-2} below the front of the tidal bore (Fig.5).

Velocity signals are revealing the same oscillation period as the whelps free surface. The maximum values of V_x are in phase with the whelp crests and the minimum in phase with the whelp troughs. Between these values, V_x oscillates around 1 m.s^{-1} . The vertical velocity maxima are shifted with whelp crests (~ 0.25 second before crests). Between crest and trough, V_z reverse from downward to upward (Fig.4b). After a few tenths of seconds, the whelps were dampen. The longitudinal velocities tend to stabilize at 1.3 m.s^{-1} for several minutes (Fig.4a). The mean vertical velocities is positive ($\sim 0.2 \text{ m.s}^{-1}$), and occasionally instantaneous values are negative (Fig.4a).

The free surface steadily increased up to a maximum value of 2.4 m at high water slack stage (cf. Fig.6a) 30 minutes after the beginning of flood. This water depth corresponds to an elevation of 8 m above m.s.l. No overbank occurred during this tide, as the altitude of the channel banks was 8.1 m above m.s.l. (Fig.1d).

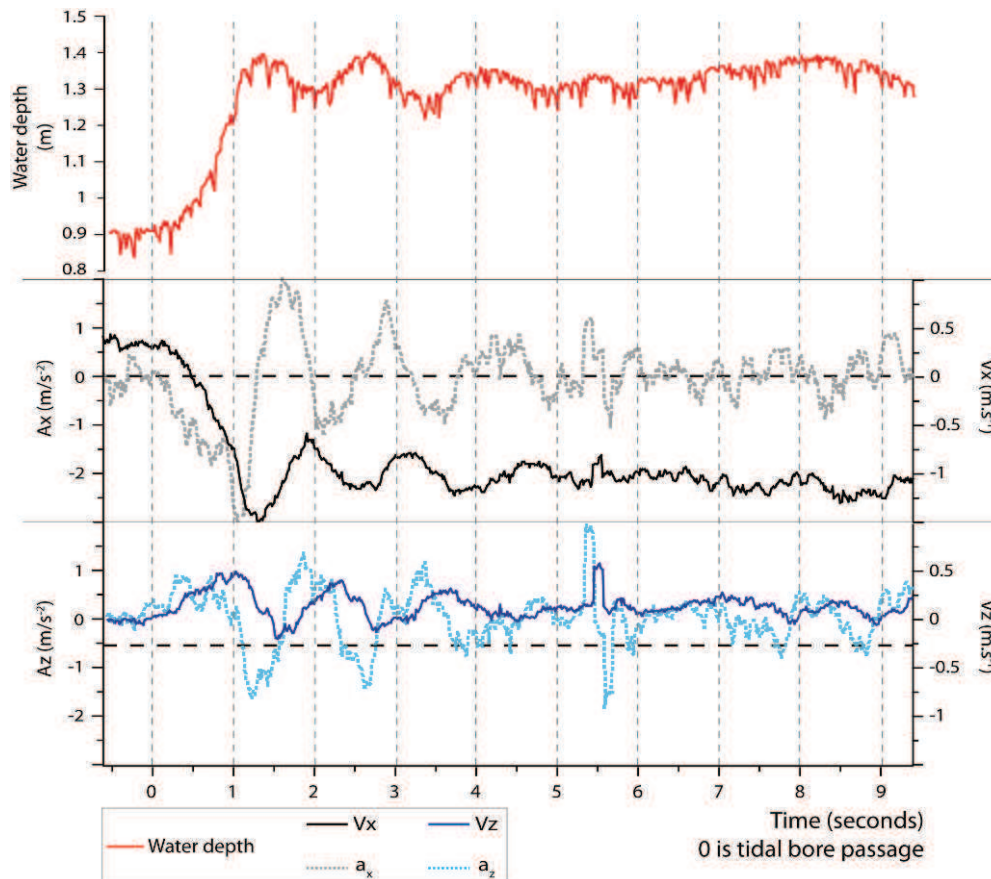


Figure 5. ADV measurements of water elevation (red curve) and current velocities (V_x is black curve; V_z is blue curve). Accelerations are calculated for each component (gray dotted curve, for longitudinal component A_x and light blue dotted curve for vertical component A_z).

4.2. Evolution of suspended sediment concentration (SSC) on the tide scale

SSC evolution was monitored during 40 minutes from the beginning of the flood (Fig.6a and Fig.6c). This duration includes the whole flood, the high water slack stage and the beginning of the ebb.

The sensors at the base of the ASM stick were buried in the sediment substrate of the channel bed, so that the signal was saturated, indicating SSC values close to 30 g.L^{-1} (0-10 cm, Fig.6c and 6d). This value corresponds to the upper limit of the probe calibration. The noisy signal recorded above 1 m indicated that the uppermost sensors were out of the water before the passage of the tidal bore.

Both measurement methods indicated that the SSC at low tide slack water was very close to 0 g.L^{-1} (Fig.6a and 6b).

At the passage of the tidal bore, due to the sudden water level elevation, all the sensors of the ASM stick were submerged. Immediately after the bore passage, the SSC on the channel bed increased dramatically.

The ASM data show a saturated signal on the first 15 cm above channel bed, with a burst indicating SSC values of at least 30 g.L^{-1} . Data from direct sampling at the channel bed actually revealed concentration values up to 47 g.L^{-1} (Fig.6a and Fig.6b). This peak of SSC at the channel bed was followed by a slower decrease, until the SSC signal stabilized at 15 g.L^{-1} one minute after the tidal bore passage. The SSC at 20 cm above channel bed started to increase rapidly a few seconds after the peak of SSC at channel bed, up to a value of ca. 5 g.L^{-1} .

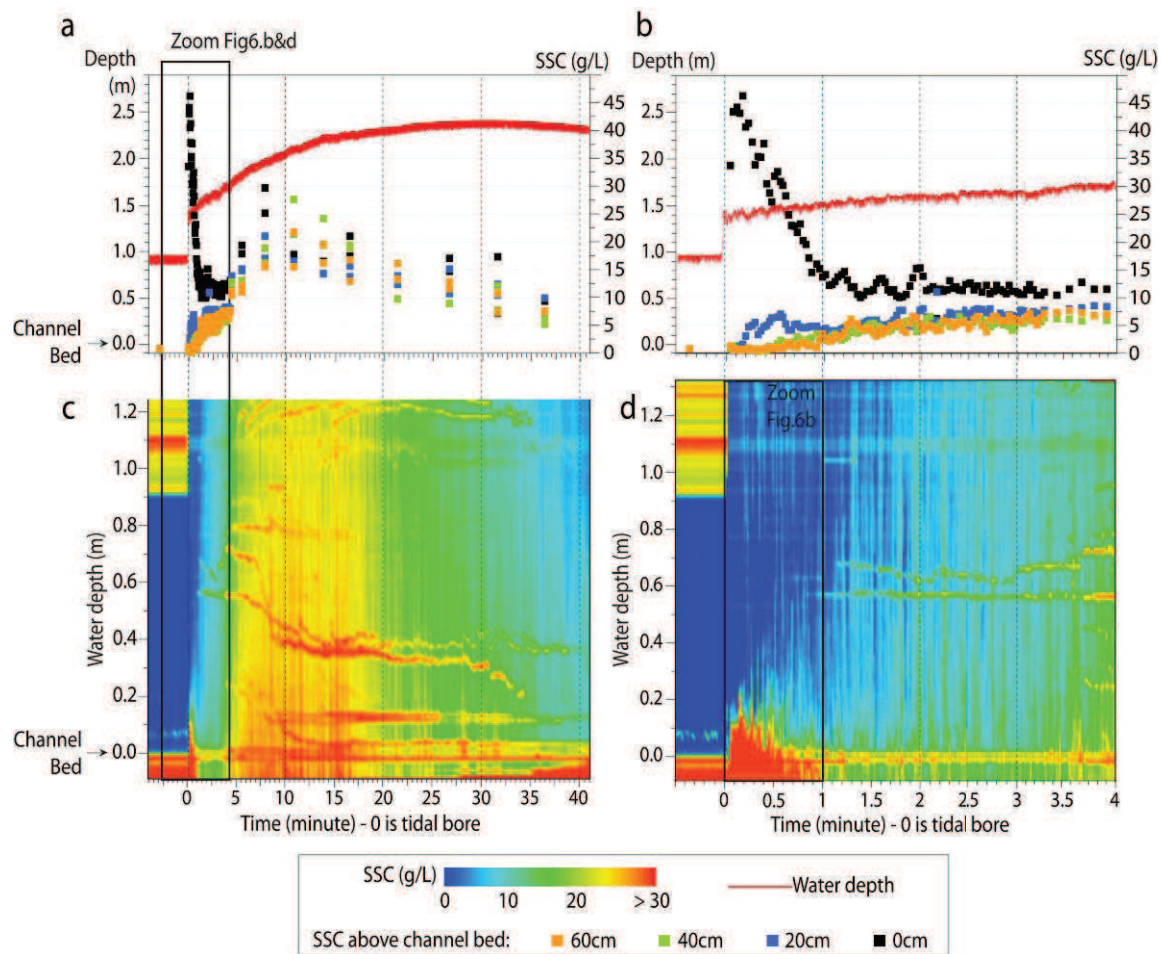


Figure 6. Evolution of SSC; a: SSC measured by direct sampling on 4 elevation in the water column (during 40 min); b: Zoom on direct sampling results during 4 minutes; c: SSC measured with ASM probe (during 40 min); d: Zoom on ASM probe results focussing on the tidal bore passage and a few minutes after. Note that the yellow to red pseudo-horizontal lines on the ASM concentration plots result from debris (algae, leaves or branches) trapped in the ASM stick, inducing saturation of the signal.

SSC values at 40 and 60 cm above channel bed started to increase 30 seconds after the bore passage, with a more gradual trend. One minute after bore passage SSC values at 20, 40 and 60 cm homogenized at ca. 5 g.L⁻¹. This upward advection of suspended sediment is clearly highlighted with the ASM data: although the reddish and greenish colours in Fig.6d indicate that high concentration values near the channel bed attenuated after the first 30 seconds, the limit between dark blue (0 g.L⁻¹) and light blue (5 g.L⁻¹) colours migrates upward in the water column with time. One minute after the bore passage, this limit is between 60 and 80 cm above channel bed. This pattern of ASM data provides good evidence that the increase of turbidity in the water column occurred from the upward advection of sediment reworked from the channel bottom.

Between 1 and 2 minutes after the bore passage, regular fluctuations of SSC were clearly recorded on the water sampling data at 0 and 20 cm above channel bed with a period of 10 to 20 seconds (Fig.6b). These oscillations of the SSC might be attributed to convective cells of turbid and turbulent water, as observed on the field, that periodically outburst toward the water surface. Sensors at the base of the ASM stick that were saturated at the beginning of the recording started to show lower concentration values between 10 and 20 g.L⁻¹ one minute after the tidal bore passage (Fig.6d). This indicates that during the first minute after the passage of the bore, the sensors previously buried in the sediment have been rapidly exposed to the flow due to channel bed erosion. Upward sediment advection in the water column from the channel bed was observed up to 13 minutes after the passage of the tidal bore. ASM measurements revealed a quite homogeneous SSC in the water column around 20 g.L⁻¹. Sediment concentration near the channel bed was

always greater, reaching up to 30 g.L^{-1} .

Seventeen minutes after the bore passage, SSC in the water column started to decrease gradually (Fig.6c). This corresponds to the end of the flood and the beginning of the high tide slack water, as indicated by the pressure sensor ($t \sim 30 \text{ min}$). As revealed by the gradual saturation of the sensors at the base of the ASM stick, the settling of suspended sediment resulted in channel bed accretion. At 40 minutes after the bore passage, the water level started to decrease. SSC was comprised between 5 and 10 g.L^{-1} respectively at the top and bottom of the water column. Due to sediment deposition on the channel bed, the first 10 cm of the ASM sensors were buried again.

5. Discussion

The shape and height of a tidal bore in a river depend on the tidal range, the water depth, and especially the overall morphological context and local bathymetry. In the Sée River, tidal bore is most of the time undular, with an average height of 50 cm. This height is relatively small compared to other undular tidal bores in the world, despite the fact that the Mont-Saint-Michel bay experiences one of the largest tidal range in the world. The bathymetry and geometry of the estuary control the way the tidal wave propagates and is amplified, which in turn determines the tidal bore height and shape. For example, in the Garonne River, France (Bonneton *et al.*, 2012) and Qiantang River, China (Fan *et al.*, 2012), where tidal bores are higher, reaching up to 1.3 and 2 m high respectively, channels are much deeper and wider. Channel depths at low tide are 3 and 9 m respectively, and channel width from a few hundred meters to several kilometres. Such channel sizes, in addition to the general funnel shape of these two estuaries, induce an amplification of the tidal range upstream. In the Garonne estuary, the tidal range evolves from about 5 m at the mouth (Gironde entrance) to more than 6 m, 127 km upstream (Bonneton *et al.*, 2012). In the Qiantang River (Fan *et al.*, 2012) the tidal range is 2 m at the mouth and increasing up to 5.5 m some 80 km upstream. As a result, high meso- to macrotidal ranges still occurs in the innermost portions of these hypersynchronous estuaries, contributing to the generation of high amplitude tidal bores. The Mont-Saint-Michel estuary is rather synchronous to hyposynchronous. As mentioned previously the tidal range decreases rapidly as soon as the tide propagates into the upper estuary, evolving from about 14 m at the outer mouth to 1.5 m at the measurement site, i.e. 15 km upstream only. Due to this microtidal range, tidal bore heights are limited into the upper estuary compared to other regions. Nevertheless, these small amplitude tidal bores generate significant sediment resuspension and transport since they propagate into shallow and narrow channels. The data we have collected in the upper Sée River estuary provide detailed information on the hydrodynamics and SSC evolution in the water column during the flood tide, and especially during the passage of tidal bores. We propose herein i) a reconstruction of a general model of SSC evolution (Fig.7), and ii) a description of the instantaneous impact of tidal bore passage (Fig.8).

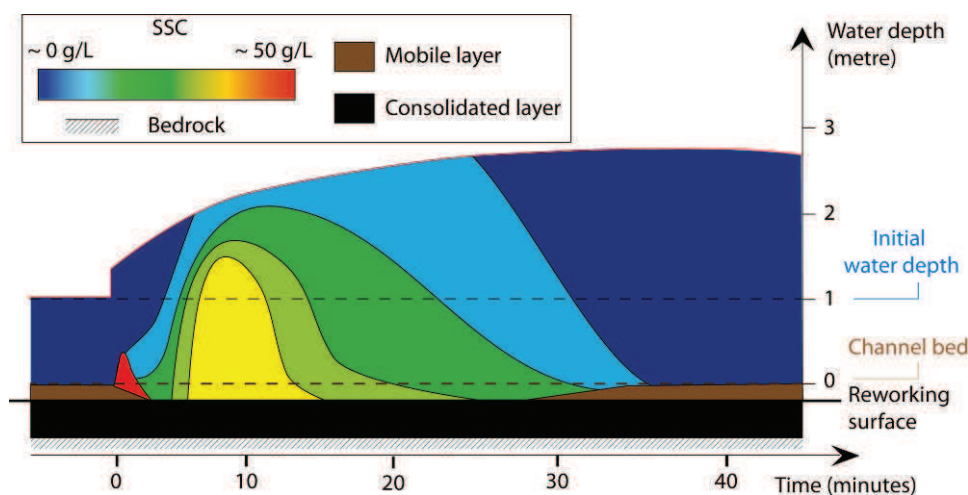


Figure 7. Evolution of suspended matter concentration during the passage of a tidal bore modeled on the basis of field data (ASM, direct water samplings) collected in the inner estuary of the Sée river (0 is tidal bore)

The model presented in Fig.7 is derived of ASM measurements (high resolution in time and space) and sampling (reliable SSC values). This model is focused on SSC evolution in the water column including the channel floor, from few minutes before the flood beginning to high slack water. The Sée river has a very low water discharge and the initial SSC is close to 0 g.L^{-1} . At this scale, the SSC increases rapidly during 10 minutes until it reaches 15 to 25 g.L^{-1} in the water column. Then the SSC decreases slowly until high slack water for 20 min and reached the initial SSC close to 0 g.L^{-1} . This general evolution is related partly to the sediment processes associated with tidal bore. The tidal bore passage, as indicated on the model (Fig.7) induces on the bottom the occurrence of a highly concentrated mobile layer (red on Fig.7). Before the tidal bore passage, sediment on the bottom forms 10 cm thick in average (brown layer in Fig.7) and which could be reworked during the flood.

At the passage, a sediment layer is growing developing till 20 cm in height above the bottom, with SSC reaching up to 47 g.L^{-1} . This layer is initially stable with very low consolidation and uniform in terms of SSC ($\sim 50 \text{ g.L}^{-1}$). After 9 seconds, a gradual evolution appears in this layer with a range between 50 g.L^{-1} to 5 g.L^{-1} (Fig.8b). The surface of this layer is not flat but shows periodic vertical bursts. The creation of this concentrated sediment layer is correlated with the sudden rise in water depth associated to the tidal bore. The sudden rise is accompanied almost simultaneously by a reversal of the longitudinal velocity component (V_x). Initially directed downstream with the river flow, it decreases down to 0 m.s^{-1} , and then increases in the opposite upstream direction with the flood tide ($V_x \sim 1.5 \text{ m.s}^{-1}$ at the bore front) (Fig.8a). Associated acceleration reaching a significant value of 2.8 m.s^{-2} . At the same time, a peak of upward directed velocity of 0.5 m.s^{-1} (V_z) occurs with an acceleration of 1.6 m.s^{-2} . The passage of the main whelps (Fig.4) corresponds to the period of 9 seconds where the gradual evolution of SSC is not distinguished. These whelps apply significant pressure fluctuations in the sediment bed which lower bed consolidation and facilitate resuspension of sediments.

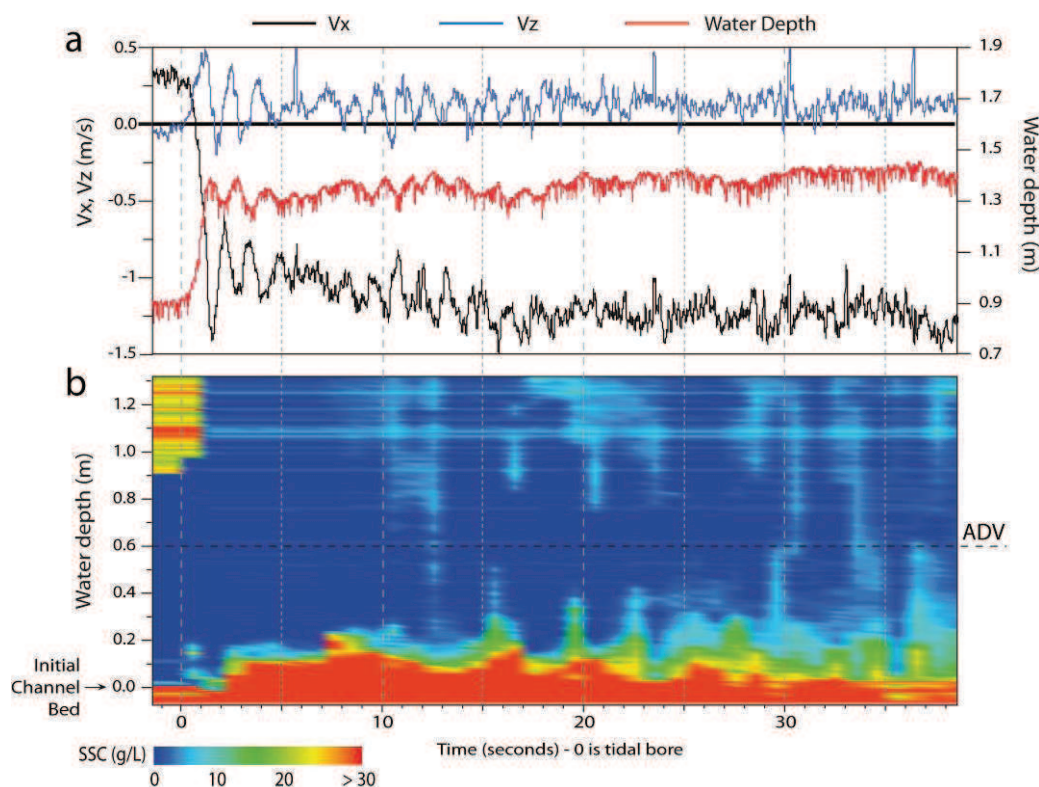


Figure 8. Close view during 40 seconds after the tidal bore passage: a) ADV measurement with vertical, and longitudinal velocities and water depth ; b) SSC evolutions (ASM data)

Direct sampling and ASM data revealed that a dramatic sediment resuspension at the channel bed, with a resulting erosion of ca. 10 cm, occurs at this moment. Hence our study demonstrates first of all that both the sudden reversal of longitudinal velocities and the significant upward directed velocity, related to the tidal bore passage, result in the formation of a sudden highly concentrated suspended sediment layer

moving upstream on the channel bed with the tidal front. This result is critical in terms of sediment transport since this combination of sudden horizontal current reversing and upward vertical current is specific to the tidal bore passage only, not to all ebb-to-flood reversing tidal phases. This result is confirmed by the measurements of SSC performed in the external estuary (Desguée *et al.*, 2011), where the tidal range and the tidal current velocities are much larger. However, maximum SSC measured at the beginning of the flood during spring tides (tidal range of about 9 m) is only of 6 to 9 g.L⁻¹.

A few minutes after the passage of the tidal bore, the reworked sediment is firstly advected upward by mean positive vertical velocities and diffused by the turbulence. As the flood velocity progressively increases in time, SSC in the water column increases as well, reaching a maximum value, 10 minutes after the tidal bore passage. At this time, the upstream-directed longitudinal velocity ranges between 1.5 and 2 m.s⁻¹, with a turbulence level sufficient to maintain sediment in suspension. The water column is almost homogeneous in terms of SSC, with a mean value around 15 g.L⁻¹. SSC values close to the channel bed are slightly higher.

6. Conclusion

This paper reports for the first time in-situ measurements with a high spatial and temporal resolution of hydro-sedimentary processes associated to a tidal bore. Current velocity, water level and SSC evolutions were monitored at a fixed station in an upper estuary, during the passage of undular tidal bores (Sée River, Mont-Saint-Michel bay, NW France). On the basis of the results obtained during several successive tidal bores, a model of SSC evolution in the water column during and after the tidal bore passage is proposed, highlighting the following main processes:

- an important sediment resuspension due to highly sheared flow and pressure variations on the channel bed during the bore passage. This results in 20 cm thick fluid mud layer with concentration values up to 50 g/L;
- upward advection of this high concentration layer in the water column by positive vertical velocities ($V_z \sim 0.5$ m/s) and a significant vertical acceleration of 1.6 m.s⁻²;
- homogenization of SSC in the water column. The sediment is maintained in suspension due to sufficient horizontal flow velocity (~ 1.5 m.s⁻¹), and transported upstream.

The two first processes at least should be considered as the typical signature of a tidal bore passage. When there is no tidal bore, ebb-to-flood reversal process being more progressive, the SSC increase but are much lower (for instance in the bay of Mont-Saint-Michel < 10 g.L⁻¹) compared to a reversal with tidal bore.

Finally our results emphasize the high potential of tidal bores to rework and transport sediment in upper estuaries. We demonstrate that this short but intense tidal phenomenon mobilizes large quantities of sediment compared to the modal flood current processes occurring most of the year.

Acknowledgements

This study is part of Lucille Furgerot PhD works, supported by the ANR project “Mascaret” which coordinator, Dr Pierre Lubin (TREFLE UMR8508), is warmly thanked, and the regional council of Basse Normandie (CRBN). We also thank Dr Alain Crave (Géosciences Rennes UMR6118) for calibrating and loaning of the ASM probe. We are grateful to all the colleagues of the “Mascaret” team and of the M2C research lab, as well as friends, who provided helpful assistance for field surveys. We warmly thank Jean-Yves Coccagn, the Director of “la Maison de la Baie” in the Mont-Saint-Michel, for the logistical assistance he kindly supplied during the surveys.

References

- Archer, A. W., 2013. World's highest tides: Hypertidal coastal systems in North America, South America and Europe. *Sed. Geol.*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.12.007>.
- Avoine, J., Allen, G.P., Nichols, M., Salomon, J.C. and Larssonneur, C., 1981. Suspended sediment transport in the Seine estuary, France: effect of man-made modifications on estuary-shelf sedimentology. *Mar. Geol.*, 40: 119–137.
- Bonneton, P., Van de Loock, J., Parisot, J.-P., Bonneton, N., Sottolichio, A., Detandt, G., Castelle, B., Marieu, V. and Pochon, N., 2011. On the occurrence of tidal bore –The Garonne River case. *J.C.R. Spec. Pub.*, 64: 1462-1466.

- Bonneton, N., Bonneton, P., Parisot, J.P., Sottolichio, A. and Detandt, G., 2012. Ressaut de marée et Mascaret - Exemples de la Garonne et de la Seine, *C.R. Geosci.*, 344: 508–515.
- Bonnot-Courtois, C., Caline, B., L'Homer, A. and Le Vot, M., 2002. The Bay of Mont-Saint- Michel and the Rance Estuary : Recent development and evolution of depositional environments. Vol. N° 26. CNRS, EPHE & Total-Fina-Elf.
- Bourcart, J. and Charlier, R., 1959. The tangué: a "nonconforming" sediment. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70, 565–568.
- Castaing, P., 1981. Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes. Cas de la Gironde. Thèse d'Etat, Université Bordeaux 1 (France).
- Chanson, H., 2001. Flow field in a tidal bore: a physical model. *Proc. 29th IAHR Congress*, Beijing, 365-373.
- Chanson, H., 2005. Physical modelling of the flow field in an undular tidal bore. *J.H.R.*, 43: 234-244.
- Chanson, H., 2009. Environmental, ecological and cultural impacts of tidal bores, benaks, bonos and burros. *International Workshop on Environmental Hydraulics*, Valencia.
- Chanson, H., Reungoat, D., Simon, B., and Lubin, P., 2011. High-frequency turbulence and suspended sediment concentration measurements in the Garonne River tidal bore. *Estuar. Coast. Shelf. Sci.*, 95: 298–306.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. and Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implication. *J. Sed. Petrol.*, 62: 1130–1146.
- Deloffre, J., Lafite, R., Lesueur, P., Verney, R., Lesourd, S., Cuvilliez, A. and Taylor, J., 2004. Controlling factors of rhythmic sedimentation processes on an intertidal estuarine mudflat – Role of the turbidity maximum in the macrotidal Seine estuary, France. *Mar. Geol.*, 235: 151–164.
- Desguée, R., Robin, N., Gluard, L., Monfort, O., Anthony, E.J. and Levoy, F., 2011. Contribution of hydrodynamic conditions during shallow water stages to the sediment balance on a tidal flat: Mont-Saint-Michel Bay, Normandy, France. *Estuar. Coast. Shelf. Sci.*, 94: 343-354.
- Dyer, K. R., 1995. Sediment transport processes in estuaries. In: Perillo, G. M. E. (Ed.). *Geomorphology and sedimentology of estuaries. Developments in Sedimentology*, 53: 423–449.
- Ehrhold, A., Guillou, S., Auffret, J.-P., Garlan, T. and Dan Nguyen, K., 2003. Bedload transport modelisation in a bay characterized by a macrotidal environment: example of the Mont-Saint-Michel Bay (Manche, France). *Oceanologica Acta*, 26: 443-455.
- Fan, D., Cai, G., Shang, S., Wu, Y., Zhang, Y. and Gao, L., 2012. Sedimentation processes and sedimentary characteristics of tidal bores along the north bank of the Qiantang Estuary. *Chinese Sci. Bull.*, 57: 1478–1589.
- Furgerot, L., Mouazé, D., Tessier, B. and Brun-Cottan, J.-C., 2012a. Tidal bore: eulerian velocities and suspended sediment concentration measurements. *Proc. Int. Conf. of River Flow, San José, Costa Rica*, 399–406.
- Hosseini, S., Shamsai, A. and Ataie-Ashtiani, B., 2006. Synchronous measurements of the velocity and concentration in low density turbidity currents using an Acoustic Doppler Velocimeter. *Flow Meas. Instrum.*, 17: 59–68.
- Kjerfve, B., and Ferreira, H. O., 1993. Tidal bores: First ever measurements. *Ciência e Cultura (Journal of the Brazilian Association for the Advancement of Science)*, 45(2): 135-138.
- Koch, C., and Chanson, H. (2008). Turbulent Mixing beneath an Undular Bore Front. *J.C.R.*, 24(4): 999-1007.
- Lanier, W.P. and Tessier, B., 1998. Climbing ripple bedding in fluvio-estuarine system; a common feature associated with tidal dynamics. Modern and ancient analogues. In: *Tidalites: Processes and Products* (Eds C. Alexander, R.A. Davis Jr., and V.J. Henry) *SEPM Spec. Pub.*, 61: 109–117.
- Larsonneur, C., 1989. La baie du Mont-Saint-Michel. *Bulletin de l'Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine*, 46: 1–75.
- LCHF (Laboratoire Central d'Hydraulique de France), 1977. La baie du Mont-Saint-Michel: études sédimentologiques et hydrologiques. *Technical report, Maison-Alfort*, France unpublished.
- Lesourd, S., Lesueur, P., Brun-Cottan, J.C., Garnaud, S. and Poupinet, N., 2003. Seasonal variations of the superficial sediments in a macrotidal estuary: the Seine inlet, France. *Estuar. Coast. Shelf. Sci.*, 58: 3–16.
- Li, J. and Zhang, C., 1998. Sediment resuspension and implications for turbidity maximum in the Changjiang estuary. *Mar. Geol.*, 148: 117–124.
- Meuret, A., Drevard, D., Piazzola, J. and Rey, V., 2003. Caractérisation technique du velocimetre doppler vector et applications à la mesure de la houle. *Proc. of 9th Journées de l'Hydrodynamique, Poitiers, France*.
- Migniot, C., 1997. Mission Mont Saint Michel; Rétablissement du caractère maritime du Mont Saint Michel; Synthèse générale des connaissances sur les problèmes hydro-sédimentaire. DDE Manche.
- Mouazé, D., Chanson, H., and Simon, B., 2010. Field Measurements in the tidal bore of the Sélune river in the bay of Mont Saint Michel (September 2010). Hydraulic Model Report No. CH81/10, School of Civil Engineering, The University of Queensland, Brisbane, Australia, 72 pp.
- Simpson, J.H., Fisher, N.R. and Wiles, P., 2004. Reynolds stress and TKE production in an estuary with a tidal bore. *Estuar. Coast. Shelf. Sci.*, 60: 619–627.
- Sottolichio, A., Hurther, D., Gratiot, N. and Bretel, P., 2011. Acoustic turbulence measurements of near-bed suspended sediment dynamics in highly turbid waters of a macrotidal estuary. *Cont. Shelf Res.*, 31: 36–49.
- van der Spek, A.J.F., 1997. Tidal asymmetry and long-term evolution of Holocene tidal basins in The Netherlands: simulation of paleo-tides in the Schelde estuary. *Mar. Geol.*, 141: 71–90.
- Wolanski, E., Williams, D., Spagnol, S., and Chanson H., 2004. Undular tidal bore dynamics in the Daly estuary, northern Australia. *Estuar. Coast. Shelf. Sci.*, 60: 629–636.

10. Annexe 10 : Article accepté dans IAS Special Publication

« Suspended sediment dynamics induced by the passage of a tidal bore in an upper estuary »

Furgerot, L., Weill, P., Mouazé, D. et Tessier, B. (2014)

Suspended sediment dynamics induced by the passage of a tidal bore in an upper estuary

Lucille Furgerot¹, Pierre Weill², Dominique Mouazé¹, Bernadette Tessier¹*

¹Morphodynamique Continentale et Côtière, Univ. Caen Basse-Normandie, UMR CNRS 6143, 24 rue des Tilleuls, 14000 Caen, France

²MINES ParisTech, Centre de Géosciences, 35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau Cedex, France

* Corresponding author: lucille.furgerot@unicaen.fr

ABSTRACT

Tidal bores are complex but popular phenomena that occur in estuarine rivers during rising tide. Until recently, few studies were devoted to the understanding of this process, although it should have a significant influence on sediment erosion and deposition in estuarine systems. Herein, we propose to reconstruct the evolution of sediment concentration close to the channel bed and in the water column during the passage of several tidal bores. Field data were collected in the Sée River channel, around 15 km upstream of the Mont-Saint-Michel outer estuary (NW France). An Acoustic Doppler Velocimeter (ADV) was used to measure longitudinal and vertical flow velocities. Suspended Sediment Concentration (SSC) evolution was monitored using an Argus Surface Meter (144 OBS sensors) and direct water sampling at different elevations above the channel bed. The highest sediment concentration was recorded at the channel bed a few seconds just after the passage of the bore front. Values reached up to 53.5 g.L⁻¹. Then, in the few minutes after the bore passage, an upward advection of suspended sediment was observed, that resulted in the homogenization of the water column concentration around 10 to 15 g.L⁻¹. These results demonstrate the high potential of this tidal process to induce very large upstream-directed sediment fluxes in upper estuaries.

INTRODUCTION

Sedimentary processes in estuaries are since a long time the matter of numerous studies, dealing especially with fine-grained sediment transport (e.g. Dyer, 1995; Lesourd *et al.*, 2003), turbidity maximum evolution in time and space (e.g. Avoine *et al.*, 1981; Castaing, 1981; Deloffre *et al.*, 2004), tidal current patterns and sediment balance (Li & Zhang, 1998; van der Spek, 1997). These studies are critical since many estuaries experience rapid infilling compromising their high biological and socio-economical interests (Allen, 2000; Green and MacDonald, 2001; Tessier *et al.*, 2012). In this general frame of estuarine researches, tidal bores, by comparison with other common estuarine processes have been poorly studied until recent years. A tidal bore is a hydraulic jump that propagates upstream in estuarine rivers as the tide is rising. Depending mostly on tidal ranges, fluvial conditions and channel morphologies, tidal bores display variable amplitudes and shapes, but in all cases they are highly sheared flows associated with high celerity (commonly 3 to 4 m.s⁻¹). Thus, tidal bores are assumed to provoke heavy sediment reworking along channel bed and banks as they propagate (Wolanski *et al.*, 2004). Although measurements of hydrodynamic parameters and induced sediment transport are commonly performed in estuarine rivers, measurements carried out during the passage of a tidal bore are much less frequent in the literature. However, during the last few years, several field studies have been purposely conducted with the aim to better characterize fluid and sediment motion involved during tidal bore propagation (e.g. Wolanski *et al.*, 2004; Simpson *et al.*, 2004; Uncles *et al.*, 2006; Chanson *et al.*, 2011; Furgerot *et al.*, 2012a; Fan *et al.*, 2012). The present study is part of one of these recent projects dealing with tidal bore dynamics (the ANR “Mascaret” project - Mouazé *et al.*, 2010). Ten field campaigns were conducted in the frame of the “Mascaret” project in the bay of Mont-Saint-Michel between January 2011 and May 2012, which resulted in the monitoring of 35 tidal bore events. The objective of these campaigns was to collect a large set of hydro-sedimentary parameters to describe the physical processes associated to the tidal bore passage. The results presented in this paper

are principally extracted from one of these campaigns (May 7th 2012) that was especially dedicated to the measurement of the SSC from the channel bed to the free surface in relation with the passage of a tidal bore in an estuarine river. These SSC measurements were performed using indirect (optical sensors) and direct (pumps) means, highlighting the specificities of SSC dynamics during a rising tide accompanied by a tidal bore.

ENVIRONMENTAL SETTING

The Mont Saint-Michel estuary

The measurement site is located in the Mont-Saint-Michel Bay (English Channel, NW France) that forms a 500 km² depression developed in the South of the Brittany Norman gulf (Fig. 1). In this area of the English Channel, the reflection along the Cotentin peninsula of the incoming tidal wave propagating from the Atlantic Ocean induces an amplified standing wave (Larsonneur, 1989; Archer, 2013). As a result, a tidal range up to 14 m is recorded in the Mont-Saint-Michel Bay, which can be therefore classified among the few type C – hypertidal coastal systems around the world (Archer, 2013). The tidal regime is semi-diurnal with an insignificant diurnal inequality.

In relation with the hypertidal range of the bay, high-energy alternative tidal currents penetrate into the estuary where they control sedimentary processes and channel migration. In agreement with the model of Dalrymple *et al.* (1992), this tide-dominated estuary comprises seaward a high-energy braided system made of a complex channel-and-shoal network, followed upstream by a straight-meandering-straight transitional fluvio-tidal channel in connection with each river (Lanier & Tessier, 1998). The measurement site is precisely located in the upper estuary, on the right bank of the transitional channel connected to the Sée River (cf. Fig. 1 for location). Tidal range is maximum at the seaward entrance of the braided domain, and reaches 14 m. It then decreases as the tide propagates upstream, so that the tidal range is no more than 1.5 m at the measurement site (Fig. 2).

Despite this microtidal range, tidal current velocities commonly reach up to 2 m.s⁻¹ during high spring tide periods. In addition, the Sée River, like the Sélune and Couesnon rivers, is a minor river with very low water discharge rates. The annual water discharge is less than 10 m³.s⁻¹, and never exceeds a few tens of cubic meters per seconds during the wet season (Bonnot-Courtois *et al.*, 2002). These average tidal and fluvial conditions, combined with the general morphology of the Sée River channel, are favourable to tidal bore development.

The Sée River channel morphology at the measurement site

At the measurement site "Le Bateau", located some 15 km upstream of the estuary mouth (i.e. Tombelaine, Fig. 1), the Sée River features a 570 m long straight stretch between elbow meanders, well channelized in the salt marsh (Fig. 2A). Bathymetric profiles were performed along and across the channel using a tacheometer, with a measurement every meter. The channel width is around 30 m, and fairly constant along the stretch. It did not change during the survey. The channel cross-section (Fig. 2C) reveals steep banks (~30°) and a flat 20 m wide channel bed. At some field campaigns, the Sée River was empty of sediment, and the bedrock was outcropping on the channel bed. In these conditions, from the top of the banks, the channel maximum depth is around 2.5 m (Fig. 2C). This value decreases when sediment deposition occurs on the channel bed. The longitudinal channel slope is 0.16 % in average, with a relatively smooth bed morphology.

Water depth in the channel depends on the river discharge and the tide conditions. It can be shallow at low slack water (less than 1 m), and can increase to the bankfull conditions at high tide and high fluvial discharge. Both undular (Fig. 2B) and breaking tidal bores have been observed on this section of the Sée channel during different field campaigns. Generally, the tidal bore was undular over the whole rectilinear section although sometimes it evolves progressively toward a breaking bore at the end of section.

Sediment characteristics

The characterization of the sediment at the measurement site is critical since the objective herein is to define the role of tidal bore dynamics in sediment reworking.

In addition to very low water discharge, the solid charge of the three rivers entering the bay is almost negligible (Larsonneur, 1989; Migniot, 1997; Bonnot-Courtois *et al.*, 2002). This implies that the sediments that infill the Mont-Saint-Michel Bay and its estuary are almost exclusively of marine origin. They are mixed sediments composed of siliciclastic material reworked from the English Channel seafloor by tidal currents and waves, and of biogenic carbonates (principally shell clasts and red algae). Mean sediment grain size decreases progressively from offshore to the most internal parts of the bay. Into the middle to upper estuary, including the measurement site, sediments are defined as silty sands to sandy silts, the local name of which is the “tange” (Bourcard and Charlier, 1959; Larsonneur, 1989). In details, the grain size of the tange ranges between fine silt (min $\sim 3.9 \mu\text{m}$) and fine sand (max $\sim 200 \mu\text{m}$). At the measurement site, the median grain-size of the tange collected on the channel bank and channel bottom is $72 \mu\text{m}$ and $80 \mu\text{m}$ respectively (Fig. 3B). It contains an average of 50% of carbonates, mainly composed of shell fragments and foraminifera tests (Fig. 3A), and almost no clay and organic matter.

The tange presents some mechanical cohesion, despite the low percentage of clay. This significant mechanical cohesion is mainly due to the shape of bioclastic particles. The tange is thus a particular sediment (Bourcard & Charlier, 1959), but only few studies investigated its physical properties and hydrodynamic behaviour.

Experimental measurements of settling velocity in calm water were conducted by Migniot (1997), revealing, among other results, that the tange undergoes compaction quickly after deposition. For the present study, we performed additional tests to quantify the tange compaction properties. Sediment concentration evolved from 700 g.L^{-1} a few hours after sedimentation, to more than 1300 g.L^{-1} after 3 days. On the basis of vertical velocity profile measurements performed in a small recirculating flume (see Weill *et al.*, 2010 for flume description) we investigated the evolution of the threshold shear stress for tange erosion (τ_e) as a function of duration after deposition. It increased non-linearly. One hour after sediment deposition, τ_e values ranged between 0.05 and 0.1 N.m^{-2} . Twelve hours after deposition, τ_e value reached 0.29 N.m^{-2} . It then slowly increased up to 0.55 N.m^{-2} after 30 days of compaction.

Shear stress resistance measurements were also performed in-situ at “Le Bateau” site using a RocTest H-60 field vane tester. This test allows obtaining the mechanical rigidity (C_u) of the sediment at different depths. According to Migniot (1982), the friction velocity (U^*) and the critical shear stress (τ_e) can be related to C_u . The measured mechanical rigidity was in the order of 2 kPa for surficial sediment on the channel bed. This value increased to 25 kPa at a depth of 0.3 to 1 m below the channel bed. Our in-situ measurements and observations confirmed the conclusions of previous authors (Bourcard & Charlier, 1959; Larsonneur, 1989), underlining that the tange approaches a thixotropic behaviour: a minimum shear stress had to be applied for a certain time before the material started to deform and liquefy.

MATERIAL AND METHODS

The evolution of the suspended sediment concentration (SSC) associated to the passage of the tidal bore was monitored thanks to an Argus Surface Meter (ASM), and a direct water sampling system. The Argus Surface Meter is an optical apparatus allowing vertical concentration profile measurements. Flow velocity and pressure data were collected thanks to an Acoustic Doppler Velocimeter (ADV). The in-situ experimental set-up is detailed in Fig. 4.

The ASM consisted in 144 sensors embedded every centimetre in a 1.5 metre stainless steel rod. Each sensor included an infrared laser transmitter and a receiver. Its principle relies on the measurement of the quantity of backscattered light received by the sensor, which is a function of the suspended matter concentration. Numerous attempts have been made to correlate backscattered signal from optical or acoustic devices to absolute SSC values, by mean of laboratory calibration prior to in-situ deployment (e.g. Hosseini *et al.*, 2006; Sottolichio *et al.*, 2011). For this study, the ASM has been calibrated in laboratory using a recirculating water column with natural sediment (tange from the measurement site “Le Bateau”). The calibration was carried out from 0 to 30 g.L^{-1} . Known masses of sediment were

introduced in the column, and the ASM signal was recorded after water homogenization. A calibration curve between backscattered intensity signal and absolute suspended matter concentration was thus obtained. As it will be discussed later, ASM data displayed some discrepancies compared to direct sampling values. The choice of the calibration curve probably explains these differences (Furgerot *et al.*, 2012b). Nevertheless, the ASM provided at least accurate information of relative evolution of the SSC in the water column, with a temporal and spatial resolution which is difficult to achieve with usual systems.

A water sampling system was deployed in association with the ASM, and provided absolute references of the SSC to the relative measurements of the optical system. It consisted in 4 flexible plastic tubes mounted on a rigid metal stick fixed vertically in the channel bed (Fig. 4). The sampling tubes were positioned at 0, 20, 40 and 60 cm above the channel bed with their extremity looking downstream. Each tube was connected to a manual pump located on the channel bank. Water was sampled simultaneously at the four elevations every 2 seconds. The sampling started a few seconds before the passage of the tidal bore, and lasted for at least 40 minutes. The time delay between the entrance and output of the tubes has been considered (i.e. ~ 3 seconds). Finally 800 samples per tidal bore were collected and processed at the laboratory. The SSC value was calculated after measuring the weights of (1) the water/sediment sample and its container, (2) the dry sediment (dried in an oven at 40°C) and its container, and (3) the clean, dry and empty sampling container.

The ADV probe (Vector Nortek 64 Hz) was deployed 60 cm above the channel bed (6.20 m above m.s.l.), in line with the sampling tubes, to measure the flow velocity and pressure evolution during the passage of the tidal bore. Because the sampling tubes generated flow disturbances, the ADV was positioned 1.5 m away from the latter, toward the channel center (Fig. 4)

The head was placed perpendicular to the current direction, so that V_x positive component pointed downstream. The ADV programming was carried out according to flow conditions and suspended matter concentration (ADV technical characteristics can be found in Hosseini *et al.*, 2006). The first parameter to set, according to Meuret *et al.* (2003), was the Nominal Velocity Range (NVR). A value of 2 m.s^{-1} was chosen. Because SSC was high during the survey, the transmission power was set to a minimum value in order to minimize noise on the recording. The size of the sampling volume must be chosen accordingly to the velocity gradient. A strong vertical velocity gradient being expected in the tidal bore, and in order to reduce the Signal to Noise Ratio (SNR), a small sampling volume size of 145 mm^3 was set (6.6 mm in height and 7 mm of invariant radius). Correlation coefficients and SNR were used to assess the quality and reliability of the measurements. The free surface evolution was tracked thanks to the ADV pressure sensor.

RESULTS

The results are presented at two time scales: i) At the scale of a few tenths of minutes, which includes the end of ebb, the tidal bore, the flood, the high slack water stage, the beginning of ebb; ii) At the scale of the tidal bore (the first minutes of flood). Because of the upstream location of the measurement site, the flood stage is very short compared to the ebb.

Current velocity and water depth

The hydrodynamics of the channel flow before, during and after the tidal bore is described in terms of longitudinal velocity, vertical velocity, and water depth (Fig. 5A).

The water depth in the channel before the passage of the tidal bore is 0.9 m (Fig. 5A). The elevation of the free surface is 6.5 m above m.s.l. (Fig. 4), which corresponds to the normal river level at low tide. The longitudinal velocities are directed downstream (positive values), with a mean value of 0.3 m.s^{-1} . Small fluctuations of vertical velocities (V_z) around value of 0.05 m.s^{-1} indicate a low level of turbulence.

The beginning of the flood is marked by the front of the tidal bore, which is the propagation front of the dynamical tide. The bore is around 0.5 m high and creates a quasi-instantaneous increase (in the order of one second) of the water depth up to 1.4 m. Synchronously, longitudinal velocities reverse

upstream to a value of almost 1.5 m.s^{-1} under the crest of the bore. A peak of upward-directed velocity with a value of 0.5 m.s^{-1} is recorded half a second before the tidal bore crest (Fig. 5B).

After the front passage, whelps create oscillations of the free surface with an amplitude between 10 and 15 cm, and a wavelength of ca. 6 m. To these whelps are associated fluctuations of the longitudinal and vertical velocity. The longitudinal velocity signal is in phase with the water depth signal. The longitudinal velocity, directed upstream, oscillates around 1 m.s^{-1} . The maximum and minimum values of V_x correspond to the whelp crests and trough respectively. The vertical velocity and the water depth signals are out of phase. Vertical velocity maxima occur approximately 0.25 s before whelp crests. Between crests and troughs, vertical velocity direction reverse from downward to upward (Fig.4B). After a few tenths of seconds, the whelps dampen. The longitudinal velocities tend to stabilize at 1.3 m.s^{-1} for several minutes (Fig.4A). The mean vertical velocity is positive ($\sim 0.2 \text{ m.s}^{-1}$), and occasionally instantaneous values are negative (Fig.4A). The free surface steadily increases up to a maximum value of 2.4 m at high water slack stage (cf. Fig. 6A). This water depth corresponds to an elevation of 8 m above m.s.l. No overbank occurred during this tide, as the altitude of the channel banks was 8.1 m above m.s.l. (Fig. 2C).

Evolution of suspended sediment concentration

SSC evolution was monitored for 40 minutes from the beginning of the flood (Fig. 6). As mentioned previously, this duration includes the whole flood, the high water slack stage and the beginning of the ebb. SSC values obtained from in-situ water sampling are presented at 4 different elevations above the bed (0, 20, 40 and 60 cm) together with the water depth (Fig. 6A and 6B). ASM measurements are presented on a spatio-temporal graph (Fig. 6C and 6D). The saturated signal before the tidal bore (0 s) and below the channel bed (0 m) is the response of the sensors at the base of the ASM stick buried in the sediment bed. The noisy signal recorded above 1 m is the response of emerged sensors at the top of the stick. At low tide slack water, before the passage of the tidal bore, SSC is very close to 0 g.L^{-1} (Fig. 6). At the passage of the tidal bore, due to the sudden water level elevation, all the sensors of the ASM stick are submerged. Immediately after the bore passage, the SSC on the channel bed increases dramatically. The ASM data show a saturated signal on the first 10 cm above channel bed, with a burst indicating SSC values of at least 30 g.L^{-1} up to 30 cm above channel bed. Data from direct sampling at the channel bed actually reveal concentration values up to 53.5 g.L^{-1} (Fig. 6A and 6B). This peak of SSC at the channel bed is followed by a slower decrease, until the SSC signal stabilizes at 15 g.L^{-1} one minute after the tidal bore passage. The SSC at 20 cm above channel bed starts to increase rapidly a few seconds after the peak of SSC at channel bed, up to a value of ca. 5 g.L^{-1} . SSC values at 40 and 60 cm above channel bed start to increase 30 seconds after the bore passage, with a more gradual trend. One minute after bore passage SSC values at 20, 40 and 60 cm homogenize around 5 g.L^{-1} . This upward advection of suspended sediment is clearly highlighted with the ASM data: although the reddish and greenish colours in Fig. 6D indicate that high concentration values near the channel bed attenuate after the first 30 seconds, the limit between dark blue (0 g.L^{-1}) and light blue (5 g.L^{-1}) colours migrates upward in the water column with time. One minute after the bore passage, this limit is between 60 and 80 cm above channel bed. This pattern of ASM data provides good evidence that the increase of turbidity in the water column results from the upward advection of sediment reworked from the channel bottom.

Between 1 and 2 minutes after the bore passage, regular fluctuations of SSC were clearly recorded on the water sampling data at 0 and 20 cm above channel bed with a period of 10 to 20 seconds (Fig. 6B). These oscillations do not appear clearly on the ADV data of longitudinal and transversal velocities (Fig. 5A), which were more sensitive to fluctuations created by the whelps of the bore, with a period of a few seconds (Fig. 5B). However, these oscillations of the SSC might be attributed to convective cells of turbid and turbulent water, as observed on the field, that periodically outburst toward the water surface. Sensors at the base of the ASM stick that were buried in the sediment at the beginning of the recording start to show lower concentration values between 10 and 20 g.L^{-1} one minute after the tidal bore passage (Fig. 6D). This indicates channel bed erosion. Upward sediment advection in the water column from the channel bed is observed up to 13 minutes after the passage of the tidal bore. ASM measurements reveal a quite homogeneous SSC in the water column around 20 g.L^{-1} . Sediment concentration near the channel bed is always greater, reaching up to 30 g.L^{-1} .

Ten minutes after the bore passage, SSC in the water column starts to decrease gradually (Fig. 6A et Fig. 6C). This corresponds to the end of the flood and the beginning of the high tide slack water, as indicated by the pressure sensor ($t \sim 30$ min). As revealed by the gradual saturation of the sensors at the base of the ASM stick, the settling of suspended sediment resulted in channel bed accretion. At 40 minutes after the bore passage, the water level starts to decrease. SSC is comprised between 5 and 10 g.L^{-1} respectively at the top and bottom of the water column. Due to sediment deposition on the channel bed, the first 10 cm of the ASM sensors are buried again.

DISCUSSION

The shape and height of a tidal bore in a river depend on the tidal range, the water depth, and especially the overall morphological context and local bathymetry. In the Sée River, tidal bore is most of the time undular, with an average height of 50 cm. This height is relatively small compared to other undular tidal bores in the world, despite the fact that the Mont-Saint-Michel bay experiences one of the largest tidal range in the world. The bathymetry and geometry of the estuary control the way the tidal wave propagates and is amplified, which in turn determines the tidal bore height and shape. For example, in the Garonne River in France (Bonneton *et al.*, 2012), and in the Qiantang River in China (Fan *et al.*, 2012), where tidal bores are higher (1.3 and 2 m high respectively), channels are deeper and wider. Channel depths at low tide are 3 and 9 m respectively, and channel width values range from a few hundred meters to several kilometres. Such channel sizes, in addition to the general funnel shape of these two estuaries, induce an amplification of the tidal range upstream. In the Garonne estuary, the tidal range evolves from about 5 m at the mouth (Gironde entrance) to more than 6 m 127 km upstream (Bonneton *et al.*, 2012). In the Qiantang River (Fan *et al.*, 2012) the tidal range is 2 m at the mouth and increases up to 5.5 m some 80 km upstream. As a result, high meso- to macrotidal ranges still occur in the innermost portions of these hypersynchronous estuaries, contributing to the generation of high amplitude tidal bores. The Mont-Saint-Michel estuary is rather synchronous to hypsynchronous. As mentioned previously the tidal range decreases rapidly as soon as the tide propagates into the upper estuary, evolving from about 14 m at the outer mouth to 1.5 m at the measurement site, i.e. 15 km upstream only. Due to this microtidal range, tidal bore heights are limited into the upper estuary compared to other regions. Nevertheless, these small amplitude tidal bores generate significant sediment resuspension and transport since they propagate into shallow and narrow channels.

Detailed information on the hydrodynamics and SSC evolution in the water column during the flood tide, and especially during the passage of tidal bores is provided thanks to the deployment of instruments in the upper Sée estuarine river, where well developed, mainly undular, tidal bores commonly occur. All the data collected allows reconstructing a general model of SSC evolution (Fig.7).

The sudden rise in water depth associated to a tidal bore, usually a highly sheared flow, corresponds to the propagation front of the dynamic tide. The sudden rise is accompanied almost simultaneously by a reversal of the longitudinal velocity component (V_x). Initially directed downstream with the river flow, it decreases down to 0 m.s^{-1} , and then increases in the opposite upstream direction with the flood tide ($V_x \sim 1.5 \text{ m.s}^{-1}$ at the bore front). At the same time a peak of upward directed velocity of 0.5 m.s^{-1} (positive vertical velocity component V_z) occurs. Direct sampling and ASM data revealed that a dramatic sediment resuspension at the channel bed, with a resulting erosion of ca. 10 cm, occurs at this instant. Hence our study demonstrates first of all that both the sudden reversal of longitudinal velocities and the significant upward directed velocity, related to the tidal bore passage, result in the formation of a sudden highly concentrated suspended sediment layer (up to 53.5 g.L^{-1}) moving upstream on the channel bed with the tidal front. This result is critical in terms of sediment transport since this combination of sudden horizontal current reversing and upward vertical current is specific to the tidal bore passage only, not to all ebb-to-flood reversing tidal phases.

Vane tests performed on the channel bed revealed a superficial layer of soft sediment, 10 cm thick in average, with a very low critical shear strength value. This thickness is consistent with the erosion depth observed at the channel bed thanks to the ASM data. It is likely that this low resistance top layer of sediment will be easily reworked due to the tidal bore passage.

The reworked sediment is firstly advected upward by mean positive vertical velocities and diffused by the turbulence few minutes after the water front. As the flood velocity progressively increases in time, SSC in the water column increases as well, reaching a maximum value up to 10 minutes after the tidal bore passage. At this time, the upstream-directed longitudinal velocity ranges between 1.5 and 2 m.s⁻¹, with a turbulence level sufficient to maintain sediment in suspension. The water column is almost homogeneous in terms of SSC, with a mean value around 15 g.L⁻¹. SSC values close to the channel bed are slightly higher.

As soon as the flood current decelerates, SSC values in the water column decreases and sedimentation occurs at the channel bed. The deposited sediment is fluid ($C_u \sim 2$ kPa), and therefore the shear stress required for erosion is low. High tide slack water, which lasts for about 30 minutes, allows the remaining suspended sediment in the water column to settle. The thickness of the deposited sediment is comparable with the thickness of the sediment layer eroded by the tidal bore passage, in the order of 10 cm. The fluid mud layer is then partly resuspended with the ebb current in the downstream direction.

The monitoring of 4 consecutive tidal bores (from 6 to 8 May) revealed that the thickness of eroded sediment during the passage of the tidal bore increases with the number of consecutive tides. We observed indeed that the first well-developed tidal bore that reached the measurement site during a high spring tide period did not trigger much erosion on the channel bed, highlighting that the shear strength of the surficial sediment layer exceeded the bottom shear stress exerted by the tidal bore. This suggests that during periods without tidal bore, i.e. neap tide and low spring tide periods, processes of sediment reworking and deposition above the channel bed are reduced, allowing the sediment layer deposited during previous high spring tide period to compact. This was confirmed by vane tests performed on the channel bed during a high spring tide period when tidal bores occurred. The tests showed that the shear strength of the "tongue" sediment increases logically with depth. Below the surficial layer of fluid mud, sediment layers of higher shear strength were found (Fig.7). They represent compacted remains of tidal bore deposits that occurred during previous high spring tide periods.

The increasing thickness of eroded sediment during consecutive tidal bores might be related to the thixotropic behaviour of the tongue sediment (Migniot, 1997), and to a cumulative effect of sediment bed destructuration due to high fluctuating pressures and strong accelerations during the passage of successive tidal bore fronts. This behaviour due to tidal bore effect is confirmed by the occurrence of convolute beddings preserved into estuarine tidal successions and attributed to tidal bore impact (e.g. Tessier *et al.*, 1994 in the Mont-Saint-Michel estuary; Greb and Archer, 2007 in the Turnagain Arm estuary, Alaska; Fan *et al.*, 2012 in the Qiantang River). Thus we believe that the passage of the tidal bore, rather than eroding them, weakens the underlying compacted layers, becoming more erodible by the following tidal bores. Further laboratory experiments are in progress on the tongue (P' Institute, Poitiers, France) to better quantify the rheological properties of this particular carbonate sediment. During equinoctial tides (i.e. a very high spring tide period), up to 10 successive tidal bores can occur. This can trigger important sediment destructuration over significant thicknesses, which will facilitate sediment erosion by tidal bore-associated flood currents, and increase sediment fluxes in the estuary. On a longer time scale, it appears that: i) little sediment is moved during periods without tidal bore because tidal currents are too slow and velocity reversals too progressive to erode the sediment bed, or to erode and transport sediment downstream if river discharge is high; ii) during periods of high spring tides when tidal bores develop, large quantities of sediment are eroded and transported upstream, toward the innermost parts of the estuary. However this statement requires stronger field evidences, especially a longer monitoring of sediment erosion and deposition on the channel bed over several spring-neap tidal cycles.

CONCLUSION

This paper reports for the first time in-situ measurements with high spatial and temporal resolutions of hydro-sedimentary processes associated to a tidal bore. Current velocity, water level and SSC evolutions were monitored at a fixed station in an upper estuary, during undular tidal bore passages (Sée River, Mont-Saint-Michel bay, NW France). On the basis of the results obtained during several successive tidal bores, a model of SSC evolution in the water column during and after the tidal bore passage is proposed, highlighting the following main processes:

- important sediment resuspension due to highly sheared flow during the bore passage, resulting in a 10 cm thick fluid mud layer with concentration values up to 53.5 g/L, travelling on the channel bed as the bore is propagating;
- upward advection of this high concentration layer in the water column by positive vertical velocities ($V_z \sim 0.5$ m/s) and turbulence;
- a homogenization of SSC in the water column. The sediment is maintained in suspension due to sufficient horizontal velocity of flow, and transported upstream.

The two first processes at least should be considered as the typical signature of a tidal bore passage, occurring probably in most estuaries, since ebb-to-flood reversal phases without bores, being more progressive, cannot produce very high concentrated sediment layer at the channel bed.

In addition, we believe that the highly fluctuating pressures and strong accelerations that typify the passage of a tidal bore generates important bed destructuration, enhancing resuspension by subsequent tidal bores. This phenomenon will be particularly critical in case of thixotropic sediment, such as in the Mont-Saint-Michel estuary.

Finally our results emphasize the high potential of tidal bores to rework and transport sediment in upper estuaries. We demonstrate that this short but intense tidal phenomenon mobilizes large quantities of sediment compared to the modal flood current processes occurring most of the year.

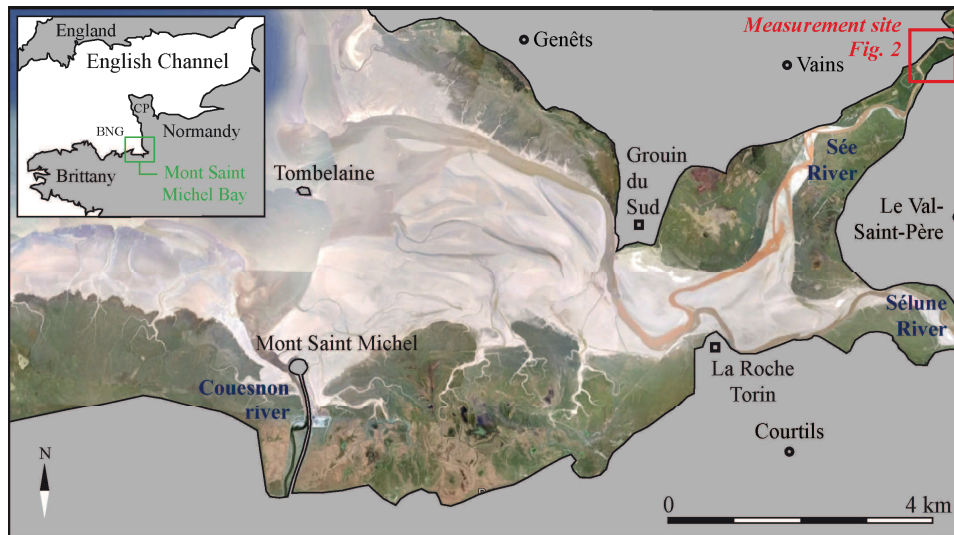
ACKNOWLEDGEMENTS

This study is part of Lucille Furgerot PhD works, supported by the ANR project “Mascaret” which coordinator, Dr Pierre Lubin, is warmly thanked, and the regional council of Basse Normandie. We also thank Dr Alain Crave (Géosciences Rennes) for calibrating and loaning of the ASM probe. We are grateful to all the colleagues of the “Mascaret” team and of the M2C research lab, as well as friends, who provided helpful assistance for field surveys. Special thanks go to Sylvain Haquin (M2C lab) for designing the water pumping system and to Laurent Perez (M2C lab) for developing the scan bar code assistance software. We warmly thank Jean-Yves Coccagn, the Director of “la Maison de la Baie” in the Mont-Saint-Michel, for the logistical assistance he kindly supplied during the surveys.

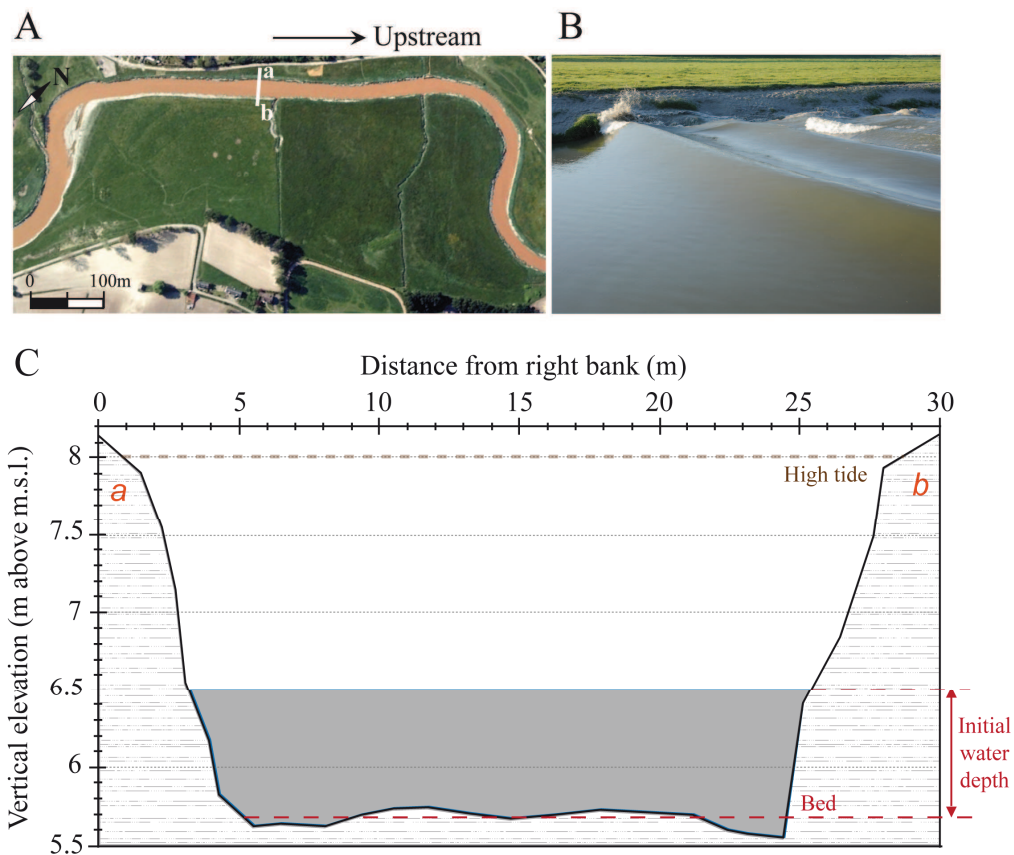
REFERENCES

- Allen, J.R.L.** (2000) Morphodynamics of Holocene salt marshes: a review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe. *Quaternary Science Reviews*, **19**, 1155–1231.
- Archer, A. W.** (2013) World's highest tides: Hypertidal coastal systems in North America, South America and Europe. *Sed. Geol.*, **284–285**, 1–25.
- Avoine, J., Allen, G.P., Nichols, M., Salomon, J.C. and Larssonneur, C.** (1981) Suspended sediment transport in the Seine estuary, France: effect of man-made modifications on estuary-shelf sedimentology. *Mar. Geol.*, **40**, 119–137.
- Bonneton, N., Bonneton, P., Parisot, J.P., Sottolichio, A. and Detandt, G.** (2012) Ressaut de marée et Mascaret - Exemples de la Garonne et de la Seine, *C.R. Geosci.*, **344**, 508–515.
- Bonnot-Courtois, C., Caline, B., L'Homer, A. and Le Vot, M.** (2002) The Bay of Mont-Saint-Michel and the Rance Estuary: Recent development and evolution of depositional environments. Vol. N° **26**. CNRS, EPHE & Total-Fina-Elf.
- Bourcart, J. and Charlier, R.** (1959) The tanguet: a "nonconforming" sediment. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **70**, 565–568.
- Castaing, P.** (1981) Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes. Cas de la Gironde. Thèse d'Etat, Université Bordeaux 1 (France), n° 701.
- Chanson, H., Reungoat, D., Simon, B., and Lubin, P.** (2011) High-frequency turbulence and suspended sediment concentration measurements in the Garonne River tidal bore. *Estuar. Coast. Shelf. Sci.*, **95**, 298–306.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. and Boyd, R.** (1992) Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implication. *J. Sed. Petrol.*, **62**, 1130–1146.
- Deloffre, J., Lafite, R., Lesueur, P., Verney, R., Lesourd, S., Cuveliez, A. and Taylor, J.** (2004) Controlling factors of rhythmic sedimentation processes on an intertidal estuarine mudflat – Role of the turbidity maximum in the macrotidal Seine estuary, France. *Mar. Geol.*, **235**, 151–164.
- Dyer, K. R.** (1995) Sediment transport processes in estuaries. In: Perillo, G. M. E. (Ed.). *Geomorphology and sedimentology of estuaries. Developments in Sedimentology*, **53**, p.423–449.

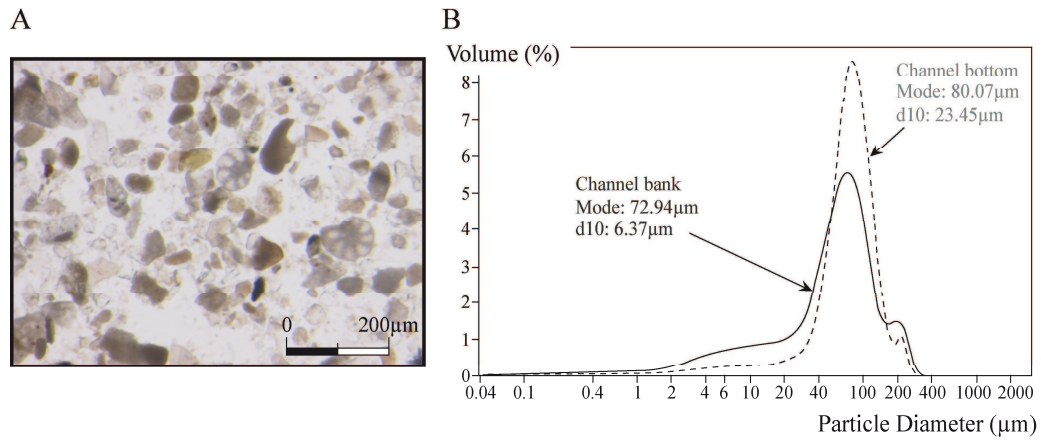
- Fan, D., Cai, G., Shang, S., Wu, Y., Zhang, Y. and Gao, L.** (2012) Sedimentation processes and sedimentary characteristics of tidal bores along the north bank of the Qiantang Estuary. *Chinese Sci. Bull.*, **57**, 1478–1589.
- Furgerot, L., Mouazé, D., Tessier, B. and Brun-Cottan, J.-C.** (2012a) Tidal bore: eulerian velocities and suspended sediment concentration measurements. *Proc. Int. Conf. of River Flow, San José, Costa Rica*, 399–406.
- Furgerot, L., Mouazé, D., Tessier, B. and Haquin, S.** (2012b) Acoustic Doppler Velocimeter (ADV) measurements in a tidal bore results from field experiments. *Proc. 33rd Int. Conf. on Coast. Eng. (ICCE), Santander, Spain*.
- Greb, S.F. and Archer, A.W.** (2007) Soft-sediment deformation produced by tides in a meizoseismic area, Turnagain Arm, Alaska. *Geology*, **35**, 435–438.
- Green, M.O. and MacDonald, I.T.** (2001) Processes driving estuary infilling by marine sands on an embayed coast. *Mar. Geol.*, **178**, 11–37.
- Hosseini, S., Shamsai, A. and Ataie-Ashtiani, B.** (2006) Synchronous measurements of the velocity and concentration in low density turbidity currents using an Acoustic Doppler Velocimeter. *Flow Meas. Instrum.*, **17**, 59–68.
- Lanier, W.P. and Tessier, B.** (1998) Climbing ripple bedding in fluvio-estuarine system; a common feature associated with tidal dynamics. Modern and ancient analogues. In: Tidalites: Processes and Products (Eds C. Alexander, R.A. Davis Jr., and V.J. Henry) *SEPM Spec. Pub.*, **61**, 109–117.
- Larsonneur, C.** (1989) La baie du Mont-Saint-Michel. *Bulletin de l'Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine*, **46**, 1–75.
- Lesourd, S., Lesueur, P., Brun-Cottan, J.C., Garnaud, S. and Poupinet, N.** (2003) Seasonal variations of the superficial sediments in a macrotidal estuary: the Seine inlet, France. *Estuar. Coast. Shelf. Sci.*, **58**, 3–16.
- Li, J. and Zhang, C.** (1998) Sediment resuspension and implications for turbidity maximum in the Changjiang estuary. *Mar. Geol.*, **148**, 117–124.
- Meuret, A., Drevard, D., Piazzola, J. and Rey, V.** (2003) Caracterisation technique du velocimetre doppler vector et applications à la mesure de la houle. *Proc. of 9th Journées de l'Hydrodynamique, Poitiers, France*.
- Migniot C.** (1982) Étude de la dynamique sédimentaire marine, fluviale et estuarienne, Thèse de Doctorat d'Etat. Université Paris Sud – Orsay, 488 pp..
- Migniot, C.** (1997) Mission Mont Saint Michel; Rétablissement du caractère maritime du Mont Saint Michel; Synthèse générale des connaissances sur les problèmes hydro-sédimentaire. DDE Manche.
- Mouazé, D., Chanson, H., and Simon, B.** (2010) Field Measurements in the tidal bore of the Sélune river in the bay of Mont Saint Michel (September 2010). Hydraulic Model Report No. CH81/10, School of Civil Engineering, The University of Queensland, Brisbane, Australia, 72 pp.
- Simpson, J.H., Fisher, N.R. and Wiles, P.** (2004) Reynolds stress and TKE production in an estuary with a tidal bore. *Estuar. Coast. Shelf. Sci.*, **60**, 619–627.
- Sottolichio, A., Hurther, D., Gratiot, N. and Bretel, P.** (2011) Acoustic turbulence measurements of near-bed suspended sediment dynamics in highly turbid waters of a macrotidal estuary. *Cont. Shelf Res.*, **31**, 36–49.
- Tessier, B. and Terwindt, J.H.J.** (1994) An example of soft sediment deformations in an intertidal environment: the effect of a tidal bore. *C.R. Acad. Sci. II*, **319**, 217–223.
- Tessier, B., Billeaud, I., Sorrel, P., Delsinne, N. and Lesueur, P.** (2012) Infilling stratigraphy of macrotidal tide-dominated estuaries. Controlling mechanisms: Sea-level fluctuations, bedrock morphology, sediment supply and climate changes (The examples of the Seine estuary and the Mont-Saint-Michel Bay, English Channel, NW France). *Sed. Geol.*, **279**, 62–73.
- Uncles, R., Stephens, J. and Law, D.** (2006) Turbidity maximum in the macrotidal, highly turbid Humber Estuary, UK: Floes, fluid mud, stationary suspensions and tidal bores. *Estuar. Coast. Shelf. Sci.*, **67**, 30–52.
- van der Spek, A.J.F.** (1997) Tidal asymmetry and long-term evolution of Holocene tidal basins in The Netherlands: simulation of palaeo-tides in the Schelde estuary. *Mar. Geol.*, **141**, 71–90.
- Weill P., Mouazé D., Tessier B. and Brun-Cottan J.-C.** (2010). Hydrodynamic behaviour of coarse bioclastic sand from shelly cheniers. *Earth Surf. Proc. Land.*, **35**, 1642–1654.
- Wolanski, E., Williams, D., Spagnol, S., and Chanson H.** (2004) Undular tidal bore dynamics in the Daly estuary, northern Australia. *Estuar. Coast. Shelf. Sci.*, **60**, 629–636.



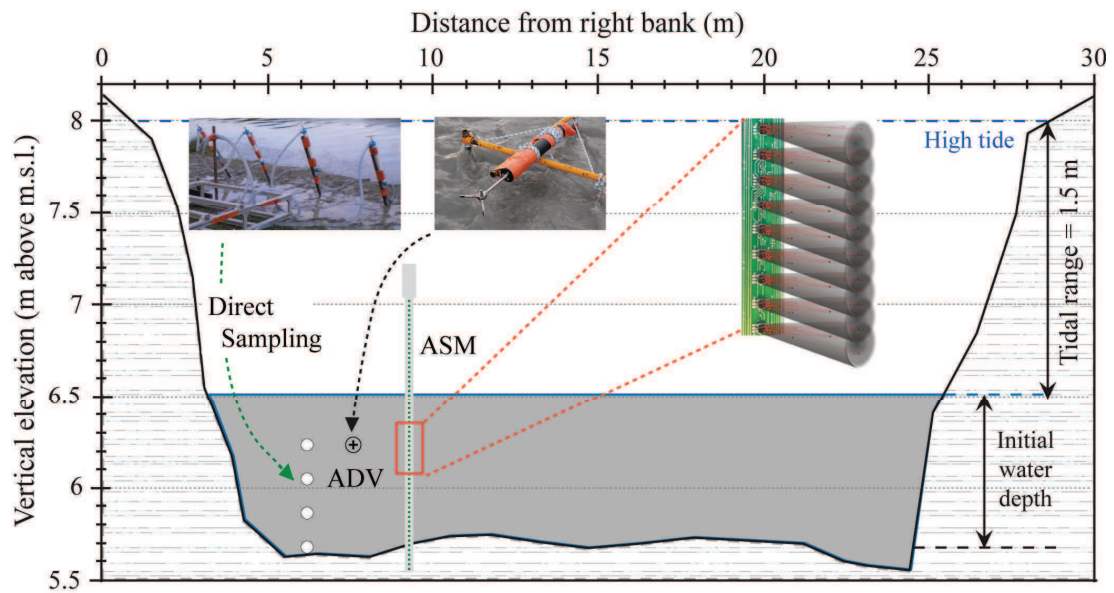
Satellite image (Spot 2007) of the estuarine system formed in the eastern part of Mont-Saint-Michel bay. The site of tidal bore measurements (“Le Bateau”) is located upstream on the Sée River (red square, cf. Fig. 2). CP: Cotentin Peninsula; BNG: Brittany Norman Gulf.



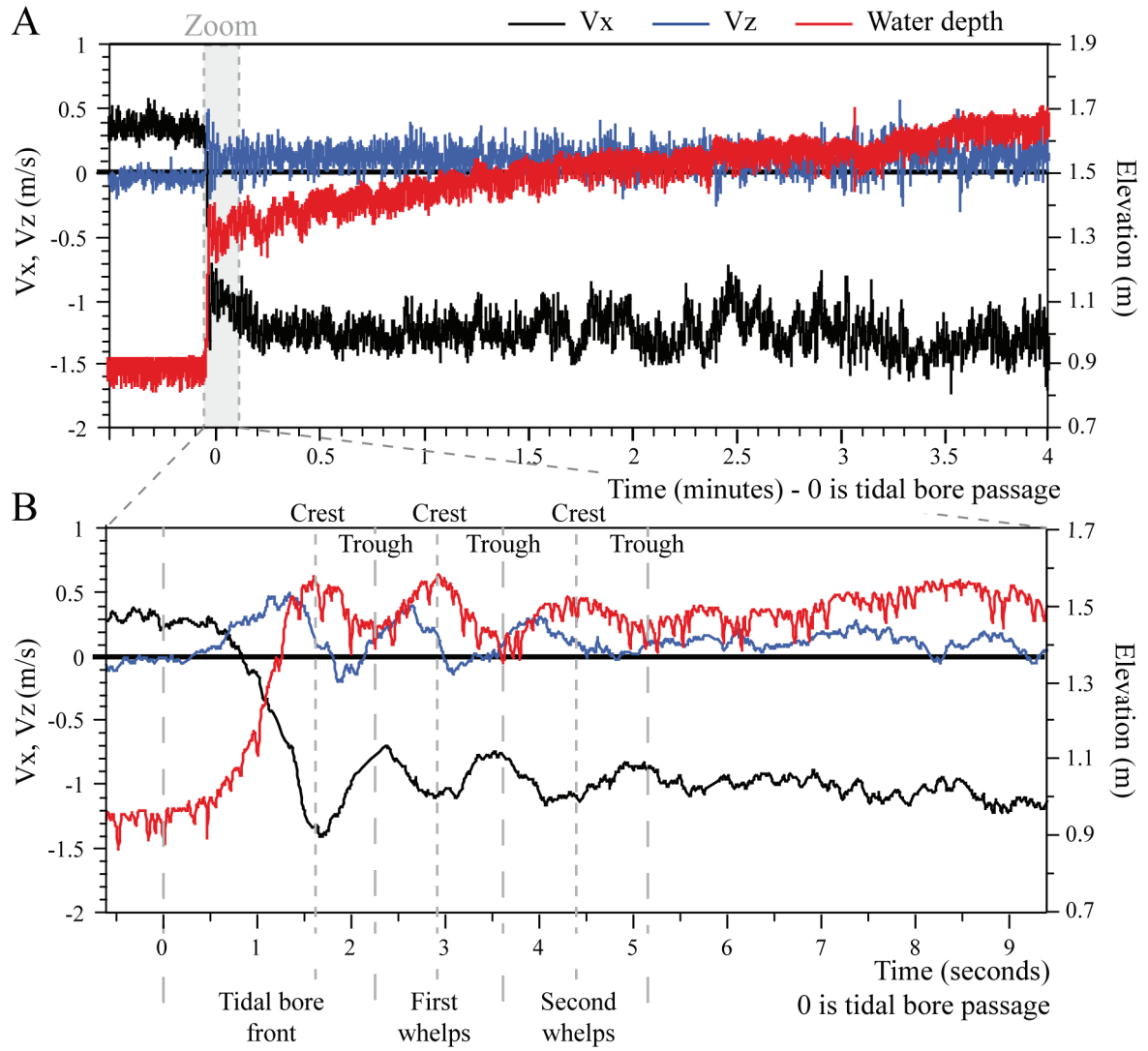
The measurement site “Le Bateau” (cf. Fig. 1 for location). A: Aerial photograph of the surveyed stretch of the Sée River; B: Typical undular tidal bore that commonly develops at “Le Bateau”; C: Transverse bathymetric profile (a-b) of the Sée River channel at the measurement point (profile located on Fig. 2A) (m.s.l.: mean sea level).



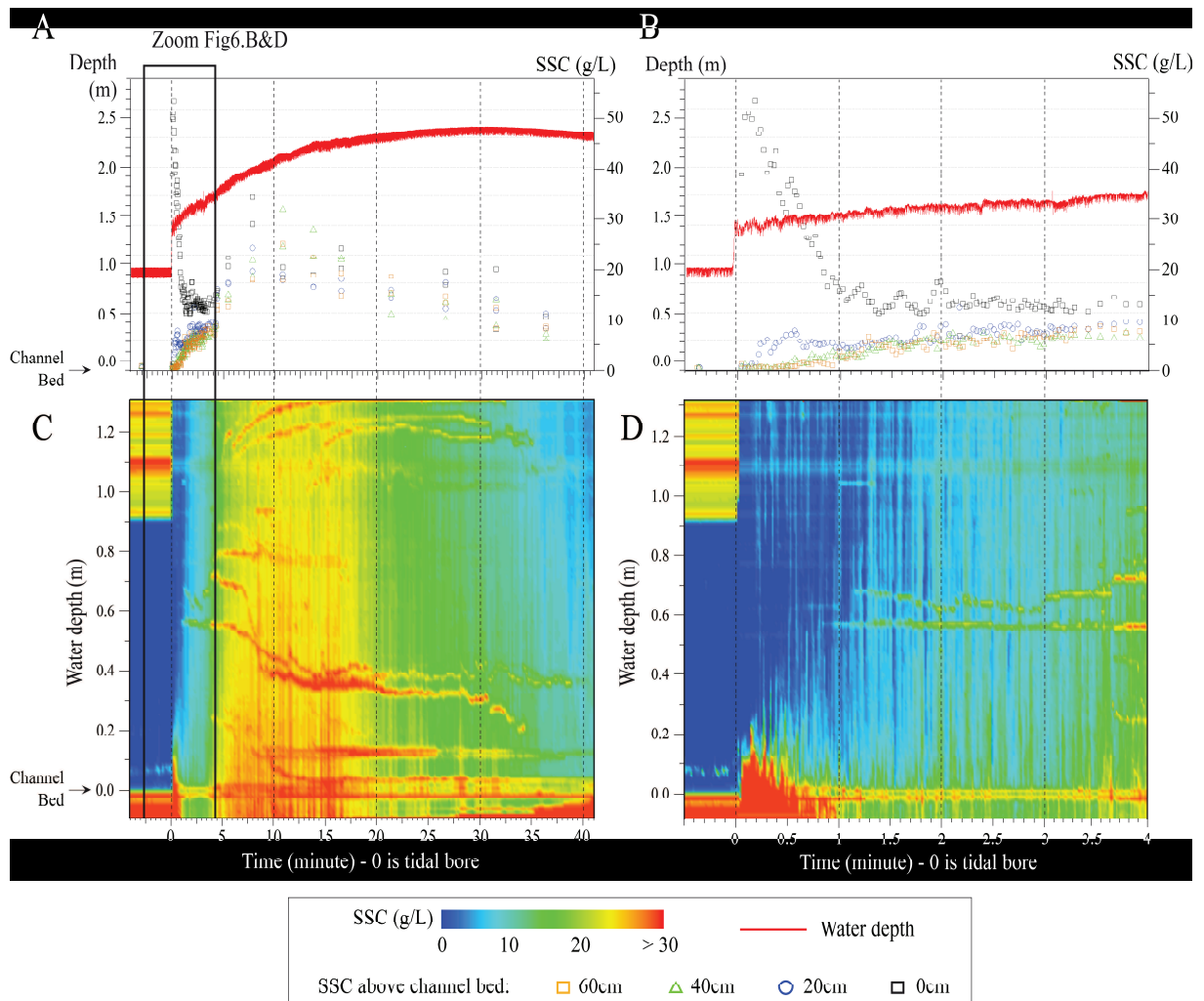
Characteristics of the sediment from the measurement site. A: Sediment sample under binocular displaying the typical mixed siliciclastic and carbonated components of the tangue (local name of this mixed siliciclastic-carbonated silt-dominated sediment); B: Grain-size distribution curves (analysis using a Laser Particle Size Analyser Beckman-Coulter LS230).



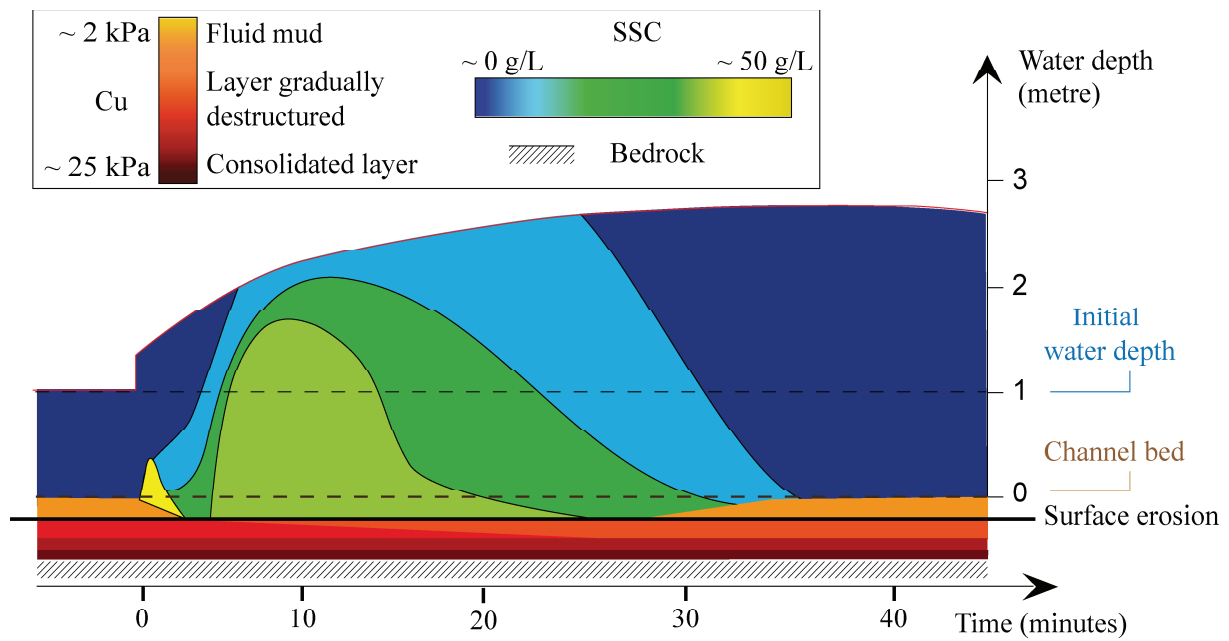
Schematic diagram and photos illustrating the arrangement of the different instruments deployed in the Sée River to measure SSC and current velocities into a tidal bore (ASM: Argus Surface Meter; ADV: Acoustic Doppler Velocimeter; m.s.l.: mean sea level)



ADV measurements of water depth and current velocity (V_x : longitudinal component; V_z : vertical component). A) 4 minutes record after the passage of the tidal bore; B) time window on the 9 first seconds after the tidal bore.



Evolution of suspended sediment concentration (SSC); A: SSC measured by direct sampling at 4 elevations in the water column (during 40 min); B: Zoom on direct sampling results during 4 minutes; C: SSC measured with ASM probe (during 40 min); D: Zoom on ASM probe results focussing on the tidal bore passage and a few minutes after. Note that the yellow to red pseudo-horizontal lines on the ASM concentration plots result from debris (algae, leaves or branches) trapped in the ASM stick, producing noise in the signal.



Evolution of suspended sediment concentration during the passage of a tidal bore modelled on the basis of field data (ASM, direct water sampling) collected in the inner estuary of the Sée River. Time axis starts at the passage of the tidal bore front (0 min).

L'objectif scientifique de cette thèse est de caractériser l'influence du mascaret sur l'écoulement, sur les sédiments en suspension et sur les dépôts sédimentaires. Une double approche a été menée couplant une étude du mascaret dans la baie du Mont-Saint-Michel (MSM) et des modélisations en canal. Les résultats mettent en évidence des variations de contraintes turbulentes et visqueuses associées à des phases de décélérations importantes après le passage du mascaret. Grâce à des développements méthodologiques et instrumentaux (calibrations, prélèvements), notre étude a pallié au problème de mesures dans des écoulements chargés et turbulents. Des mesures directes dans la colonne d'eau ont permis de quantifier le transport sédimentaire au passage du mascaret et de proposer un nouveau modèle d'évolution des concentrations en matières en suspension (MES) dans un estuaire soumis à un mascaret (à court et long terme). Ce modèle met en évidence un pic de MES au passage du front et une zone de turbidité maximum encore jamais décrite dans la baie du MSM. La capacité de transport de cet écoulement est confirmée par la gamme étendue de la granulométrie des MES (jusqu'à des sables fins). Les processus impliqués dans l'érosion et la déformation des dépôts sédimentaires sont décrits (liquéfaction et tassement) et expliqués à l'aide des résultats acquis sur l'hydrodynamique du phénomène.

Mots clefs

Mascarets ; Mont-Saint-Michel, Baie du (France, région) ; Sédiments en suspension ; Turbulence ; Appareils et instruments scientifiques ; Canaux

The scientific aim of this thesis is to characterize the influence of tidal bore on hydrodynamic, suspended sediment and sedimentary deposits. A double approach has been developed, coupling a study of tidal bores in the Mont-Saint-Michel Bay (MSM) and physical simulation in flume. This work highlights variations of turbulent and viscous stresses associated with significant deceleration phases after the passage of the bore. Our study has remedied the scientific lock to perform measurements in turbulent and highly concentrated flow thanks to a methodological study and to the development of a new sampling tool. Direct measurements in the water column were used to quantify sediment transport crossing the tidal bore and to propose a new model of suspended sediment concentration (SSC) evolution (short and long term) in an estuary submitted to a tidal bore. The model displays a peak of SSC below the front of the bore and a zone of maximum turbidity, never described previously in the bay of MSM. The transport capacity of the tidal bore is confirmed by the wide range of MES grain-size (up to fine sands). The processes involved in erosion and deformation of sedimentary deposits are described (liquefaction and settlement) and highlighted by the results on hydrodynamic processes.

Keywords

Bores (tidal phenomena) ; Mont-Saint-Michel, Baie du (France, région) ; Sediment, suspended ; Turbulence ; Scientific apparatus and instruments ; Canals
